



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

RAFAELA HENRIQUE MENDES FRANÇA

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE ORTOGNAISSES ATRAVÉS DA ZONA
DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO LESTE NA REGIÃO DE BEZERROS
(PERNAMBUCO), NORDESTE DO BRASIL**

Recife

2018

RAFAELA HENRIQUE MENDES FRANÇA

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE ORTOGNAISSES ATRAVÉS DA ZONA
DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO LESTE NA REGIÃO DE BEZERROS
(PERNAMBUCO), NORDESTE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geologia Aplicada.

Orientador: Profº. Dr. Sérgio Pacheco Neves.

Recife

2018

Catálogo na fonte
Bibliotecária Maria Luiza de Moura Ferreira, CRB-4 / 1469

- F814g França, Rafaela Henrique Mendes.
 Geoquímica e geocronologia de ortognaisses através da zona de cisalhamento Pernambuco Leste na região de Bezerros (Pernambuco), nordeste do Brasil / - 2018.
 110 folhas, il.
- Orientador: Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves.
- Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2018.
 Inclui Referências e Apêndices.
1. Geociências. 2. Zona de cisalhamento Pernambuco Leste. 3. Ortognaisses.
 4. Evolução crustal. I. Neves, Sérgio Pacheco (Orientador). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2019-093

RAFAELA HENRIQUE MENDES FRANÇA

**GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE ORTOGNAISSES ATRAVÉS DA ZONA
DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO LESTE NA REGIÃO DE BEZERROS
(PERNAMBUCO), NORDESTE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestra em Geociências.

Aprovada em: 17/10/2018

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof.^a Dr.^a Ignez de Pinho Guimarães (Examinadora Interna)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof.^a Dr.^a Anelise Losangela Bertotti (Examinadora Externa)
Universidade Federal de Pernambuco

Dedico esta obra à minha mãe Maria Adimeres, aos meus avós Maria das Neves e José Henrique (*in memorian*) e a João Pedro.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus por me conceder uma vida com saúde e por ter me guiado pelos melhores caminhos durante mais esta etapa. Aos meus pais, Maria Adimeres e Nenilson Albino, eu agradeço todo amor que sempre me deram. Em especial a minha mãe, por compreender muitos dos meus momentos de ausência e ter sido bastante amiga e companheira, obrigada por nunca ter medido esforços para me ajudar. Estendo assim meus agradecimentos a todos os meus familiares, pelas palavras de apoio constante. A João Pedro eu agradeço pelo companheirismo e amor a mim sempre dedicados, obrigada também pela parceria profissional.

Agradeço ao DGEO e aos professores e também amigos da Geologia, Sonia Agostinho, Lúcia Mafra, Olga Neves e Sérgio Pacheco, pelos momentos que juntos compartilhamos, obrigada por todo o apoio. Ao prof. Gorki Mariano, obrigada por sempre estar disponível quando precisei. Ao prof. Hartmut Beurlen, obrigada por disponibilizar o uso dos microscópios para a obtenção das fotomicrografias. Um agradecimento especial àqueles que compõem a família Putchai, Luís Henrique, Laís Leite, Wilson Andrade, Valdielly Larisse, Raphael Lima, Nayara Mesquita, Laís Queiroga, Paulo Castellan, João Artur, Amorim Barros, Aldir Roney, Hugo Guimarães, Priscila Rezende, Paulo Riedel, José Diego, e demais amigos, obrigada por deixarem os meus dias muito mais felizes. A Fidelis, funcionário do Laboratório de Preparação de Amostras e Laminação do Departamento de Geologia (DGEO), agradeço por pacientemente me auxiliar na preparação das minhas lâminas.

Agradeço também às professoras que aceitaram participar da banca examinadora deste trabalho, Anelise Bertotti e Ignez Guimarães, obrigada por terem me dado à honra deste momento e por contribuir com o desenvolvimento da minha dissertação. Ao grupo de pesquisa TECMA e ao prof. e orientador Sérgio Pacheco Neves, obrigada pelo acolhimento e conhecimento compartilhado, principalmente pela atenção em pacientemente me orientar. Agradeço também à agência CAPES, pela bolsa de estudos a mim concedida, e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (Processo 449447/2014-6) pelo financiamento do projeto.

RESUMO

A Província Borborema (NE do Brasil) possui seus principais domínios tectônicos separados por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, aparentemente tardias à evolução tectônica da província. A área de estudo está situada no limite entre os domínios Rio Capibaribe (subprovíncia Central) e Pernambuco-Alagoas (subprovíncia Sul), separados pela zona de cisalhamento Pernambuco Leste (ZCPE). O embasamento, previamente mapeado como ortognaisse Altinho, consiste de três ortognaisses distintos: ortognaisses (1) Bezerros, (2) granítico migmatizado e (3) Encruzilhada de São João. A norte da ZCPE ocorre o (1) ortognaisse Bezerros, um biotita ortognaisse de composição granodiorítica a monzogranítica, com níveis locais ricos em biotita. Nesta unidade foram obtidas idades similares para a cristalização do protólito, de 2111 ± 7 Ma e 2104 ± 8 Ma, encontradas em duas amostras diferentes. Esse ortognaisse possui afinidade trondhjêmica e forte assinatura geoquímica de zona de subducção, tendo sido provavelmente gerado pela fusão parcial de placa oceânica. A sul, ocorrem dois ortognaisses com idades semelhantes, um (2) ortognaisse granítico migmatizado (645 ± 3 Ma), um migmatito estromático com bandas máficas locais, e mesossoma caracterizado como um biotita monzogranito, e o (3) ortognaisse Encruzilhada de São João (639 ± 5 Ma), um hornblenda-biotita ortognaisse de composição monzogranítica. Estes ortognaisses não apresentam afinidades geoquímicas claras, dessa forma, seus protólitos devem ter sido alojados durante a transição entre os ambientes extensional e contracional no início da orogênese Brasileira/Pan-Africana. Idades de monazita e de zircões mais jovens, no intervalo 590-570 Ma, provavelmente datam a nucleação da ZCPE. Dentre as características estruturais comuns aos dois domínios estão a dominância de lineamentos estruturais NE-SW. Feições microestruturais características de deformação a temperaturas relativamente baixas são encontradas ao longo das faixas miloníticas que afetam os ortognaisses Bezerros e Encruzilhada de São João. Em combinação com dados geoquímicos, geocronológicos, petrográficos e estruturais prévios no embasamento dos domínios Rio Capibaribe e Pernambuco-Alagoas, sugerem que a ZCPE é uma zona de cisalhamento intracontinental, não um limite de terrenos.

Palavras-chave: Zona de cisalhamento Pernambuco Leste. Ortognaisses. Evolução crustal.

ABSTRACT

The Borborema Province (Northeastern Brazil) has its main tectonic domains separated by huge transcurrent shear zones apparently late to the province tectonic evolution. The studied area is situated in the limit between the Rio Capibaribe (Central Subprovince) and Pernambuco-Alagoas (Southern Subprovince) domains, separated by the East Pernambuco shear zone (EPSZ). The basement rocks, previously mapped as Altinho orthogneiss, consist of three different orthogneisses: (1) Bezerros, (2) granitic migmatized and (3) Encruzilhada de São João orthogneisses. North of the EPSZ occurs the (1) Bezerros orthogneiss, a biotite orthogneiss granodioritic to monzogranitic in composition, with local biotite-rich levels. In this unit, it was obtained similar ages of crystallization of the protolith, 2111 ± 7 Ma and 2104 ± 8 Ma, which was found in two different samples. This orthogneiss has a trondhjemitic affinity and strong subduction-zone geochemical signature, it was probably generated by partial melting of oceanic plate. South of the EPSZ occur two orthogneisses with similar ages, a (2) migmatized granitic orthogneiss (645 ± 3 Ma), a stromatic migmatite locally with mafic bands, and mesosome characterized as a biotite monzogranite, and the (3) Encruzilhada de São João orthogneiss (639 ± 5 Ma), a hornblende-biotite orthogneiss monzogranitic in composition. These orthogneisses do not display clear geochemical affinities thus their protoliths may have been emplaced during the transition between the extensional and contractional settings at the beginning of the Brasiliano/Pan-African Orogeny. Younger ages of monazite and zircon grains in the interval of 590-570 Ma probably date the EPSZ nucleation. Among the structural characteristics common to both domains there is the dominance of NE-SW structural lineaments. Microstructural features particular to relatively low-temperature deformations are found along the mylonitic belts that affect the Bezerros and Encruzilhada de São João orthogneisses. In agreement with geochemical, geochronological, petrographic and previous structural data in the Rio Capibaribe and Pernambuco-Alagoas domains basement, suggest that the EPSZ is an intracontinental shear zone and not a terrane limit.

Keywords: East Pernambuco shear zone. Orthogneisses. Crustal evolution.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	(a) Esboço dos principais domínios da Província Borborema. (b) Mapa geológico simplificado mostrado as principais áreas de exposições do embasamento ortognáissico, sequências supracrustais, plutons brasileiros e zonas de cisalhamento. A localização aproximada da área de estudo encontra-se em destaque.....	11
Figura 2 –	Mapa esquemático de localização geral da área de estudo (retângulo branco), em destaque evidencia-se o trajeto tomado durante os trabalhos de campo.....	13

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	10
1.1	OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA.....	12
1.2	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	13
1.3	METODOLOGIA.....	13
2	RESULTADOS.....	17
3	ANÁLISE TECTÔNICA DO SEGMENTO CENTRAL DA ZONA DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO LESTE, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL.....	18
4	GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY OF ORTHOGNEISSES ACROSS A MAJOR TRANSCURRENT SHEAR ZONE (EAST PERNAMBUCO SHEAR ZONE, BORBOREMA PROVINCE, NORTHEAST BRAZIL): TECTONIC IMPLICATIONS..	39
5	CONCLUSÕES.....	87
	REFERÊNCIAS.....	88
	APÊNDICE A – MAPA GEOLÓGICO.....	90
	APÊNDICE B – TABELA DE AFLORAMENTOS.....	91
	APÊNDICE C – DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA.....	92

1 INTRODUÇÃO

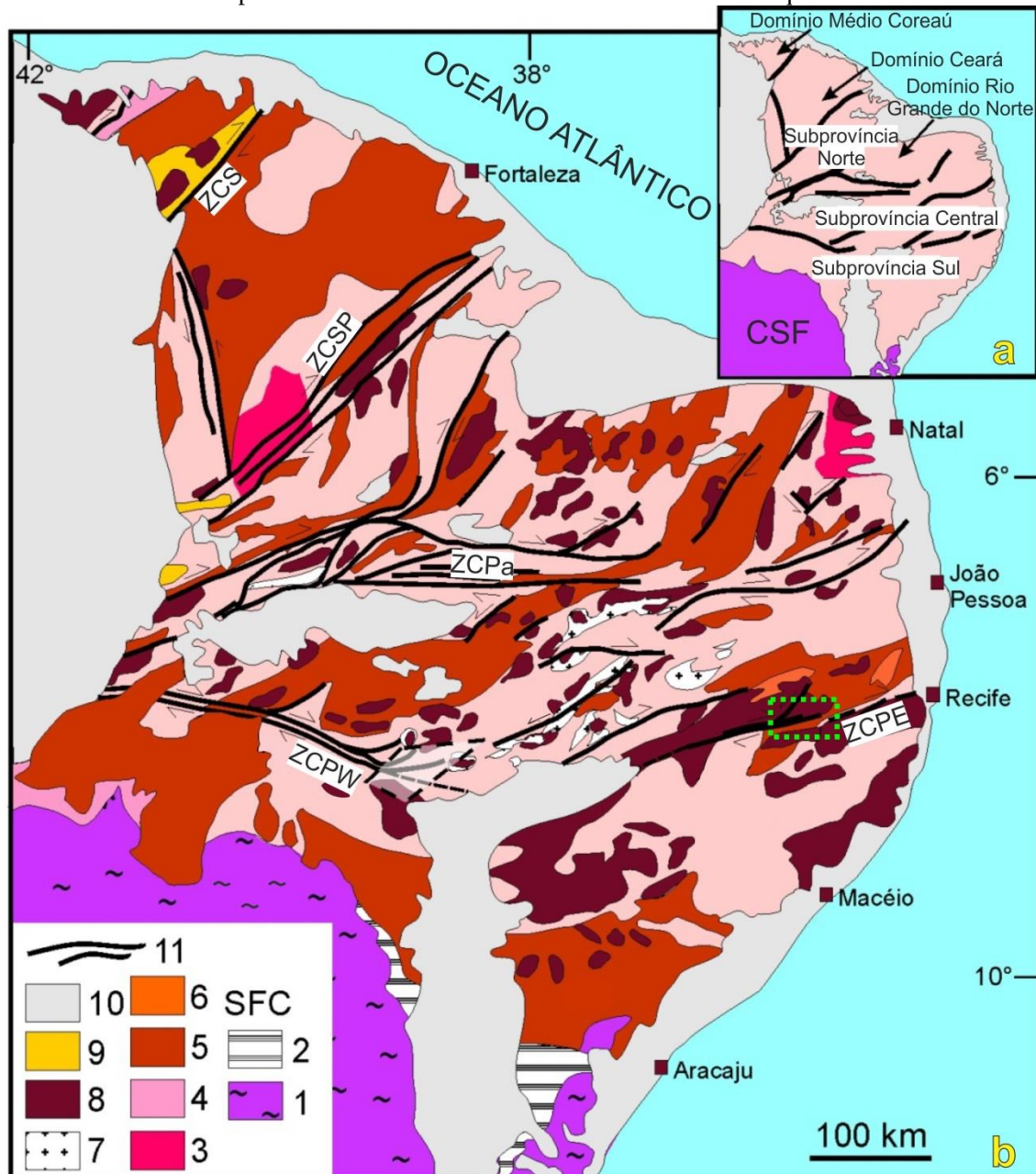
A Província Borborema, uma das 10 províncias definidas por Almeida et al. (1981) e posicionada no escudo Atlântico, foi caracterizada como uma área de aproximadamente 380.000 km² localizada no Nordeste do Brasil, sendo limitada pelas províncias São Francisco (a sul) e Parnaíba (a oeste), e pelas bacias costeiras da margem continental (a norte e leste). Foi descrita como uma região de dobramentos Brasileiros apresentando um arranjo complexo, em mosaico, incluindo diferentes sistemas de dobras separados por partes elevadas do embasamento, relacionadas ou não a falhas (Almeida et al., 1981).

A Província Borborema compreende a parte oeste de um grande cinturão orogênico Neoproterozoico que se estende do Brasil ao noroeste da África, em uma reconstrução *pre-drift*, sendo resultado da convergência e colisão entre os crátons Oeste Africano, Congo/São Francisco e Amazônico, por volta de 600 Ma (Van Schmus et al., 2008). Correlações geológicas entre o nordeste do Brasil e o oeste e centro da África têm sido reconhecidas por diversos autores (e.g., Neves, 2003; Van Schmus et al., 2008).

Os principais domínios tectônicos atualmente reconhecidos na Província Borborema são separados por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, que são aparentemente tardias à evolução tectônica da província (Vauchez et al., 1995). Utilizando-se a divisão de Van Schmus et al. (2011) e Neves (2015), tem-se, de norte a sul (Fig. 1): (1) Subprovíncia Norte: domínio Médio Coreá, a oeste do Lineamento Transbrasiliano, no noroeste do estado do Ceará, e domínios Ceará Central e Rio Grande do Norte, na área central e leste do estado do Ceará e no estado do Rio Grande do Norte, respectivamente; (2) Subprovíncia Central ou Transversal, entre as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, subdividida, de leste para oeste, nos domínios Rio Capibaribe, Alto Moxotó, Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida; e (3) Subprovíncia Sul ou Meridional, a sul da zona de cisalhamento Pernambuco, compreendendo o domínio Pernambuco-Alagoas e as faixas Sergipana e Riacho do Pontal.

A área de estudo desta pesquisa, compreende os domínios Rio Capibaribe e Pernambuco-Alagoas, separados pela zona de cisalhamento Pernambuco Leste (Fig. 1), a área localiza-se geograficamente nos arredores do município de Bezerros, agreste pernambucano.

Figura 1 – (a) Esboço dos principais domínios da Província Borborema. CSF: Cráton São Francisco. (b) Mapa geológico simplificado mostrando as principais áreas de exposições do embasamento ortognáissico, seqüências supracrustais, plutons brasileiros e zonas de cisalhamento. 1: Cráton São Francisco, 2: Cobertura cratônica, 3: Arqueano, 4: Paleoproterozoico, 5: Faixas metassedimentares, 6: Complexos Paleo/Mesoproterozoicos, 7: Ortognaisses Tonianos, 8: Plutons Brasileiros, 9: Molassas, 10: Cobertura Fanerozoica, 11: Principais zonas de cisalhamento transcorrentes: ZCS – Zona de Cisalhamento Sobral; ZCSP – Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; ZCPa – Zona de Cisalhamento Patos; ZCPE – Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste; ZCPW – Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste. Cidades: Fortaleza, Natal, João Pessoa, Recife, Maceió, Aracaju. A localização aproximada da área de estudo encontra-se em destaque.



Fonte: Figura adaptada de Neves (2003).

1.1 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

O objetivo geral desta dissertação foi a caracterização geoquímica e geocronológica de ortognaisses a norte e a sul da zona de cisalhamento Pernambuco Leste, na região de Bezerros, com o intuito de correlacioná-los ao ortogneisse Altinho previamente mapeado na área. O estudo destas unidades contribuiu para a caracterização do embasamento da área de estudo, que está localizada no limite entre os domínios Rio Capibaribe e Pernambuco-Alagoas da Província Borborema, subprovíncias Central e Sul, respectivamente, nas proximidades do município de Bezerros.

Os objetivos específicos compreenderam:

- ✓ Mapeamento em detalhe dos ortognaisses a norte e a sul da zona de cisalhamento Pernambuco Leste, utilizando geofísica e sensoriamento remoto como ferramentas de auxílio ao mapeamento;
- ✓ Caracterização petrográfica dos ortognaisses mapeados;
- ✓ Classificar química dos ortognaisses mapeados, utilizando elementos maiores e traços;
- ✓ Caracterização geocronológica dos ortognaisses mapeados, utilizando o método U-Pb;
- ✓ Compilação e comparação dos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos ortognaisses mapeados.

Apesar de já estar sendo estudada há décadas, não existem modelos evolutivos consensuais para a Província Borborema. Dentre os modelos atuais para sua evolução tectônica no Neoproterozoico, têm-se o modelo intracontinental (Neves e Mariano, 2001; Neves, 2015) e o modelo de terrenos alóctones (Brito Neves et al., 2000; Santos et al., 2010). Este último advoga colagem de terrenos durante os eventos Cariris Velhos (ca 1.0 Ga) e Brasiliano (ca 0,6 Ga). Santos (1996) e Santos et al., (1997) propõem três terrenos principais para a área leste e central da Zona Transversal (terrenos Rio Capibaribe, Alto Pajeú e Alto Moxotó), separados do terreno Pernambuco-Alagoas pelo lineamento Pernambuco. O ramo leste do lineamento Pernambuco foi cognominado zona de cisalhamento Pernambuco Leste (ZCPE; Neves e Mariano, 1999). Estes autores demonstraram que o desenvolvimento da ZCPE sucedeu a intrusão do batólito Caruaru-Arcoverde, cuja idade situa-se entre 583 e 591 Ma (Guimarães et al., 2004; Neves et al., 2004).

Na área de Bezerros, ortognaisses ao norte e ao sul da ZCPE apresentam assinaturas geofísicas semelhantes e foram correlacionados ao ortogneisse Altinho (Neves et al., 2012). As amostras deste ortogneisse datadas até o presente estão localizadas no domínio

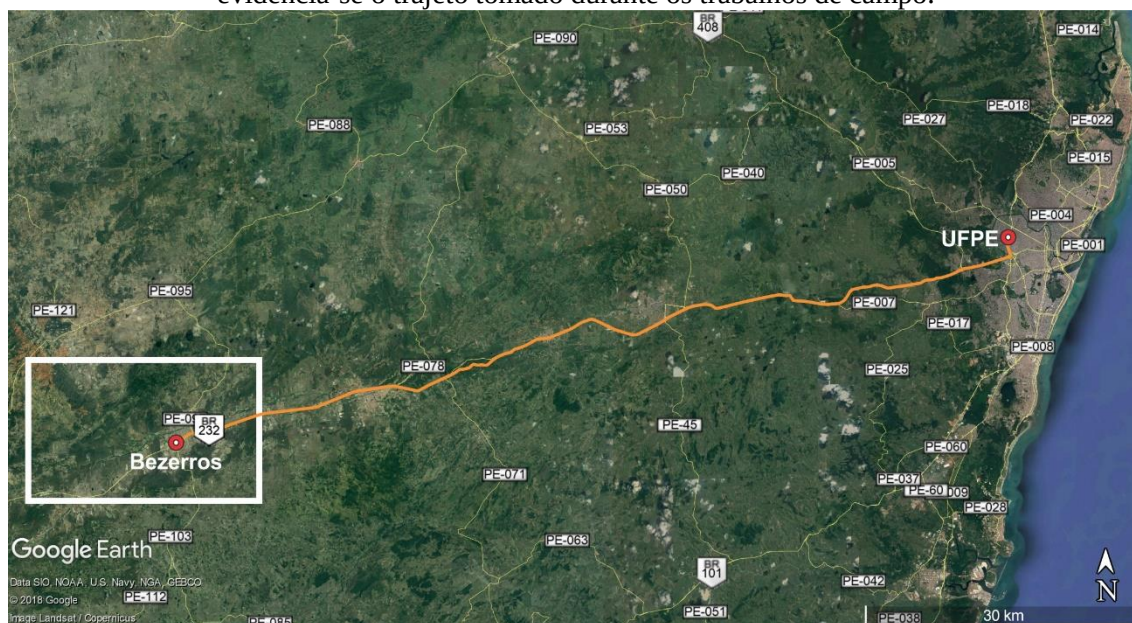
Pernambuco-Alagoas. A comparação entre os ortognaisses do embasamento dos domínios adjacentes e o estudo de seus papéis na evolução tectônica da área, foi essencial para se compreender o modelo evolutivo nesta porção da Província Borborema.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada no nordeste do Brasil, nas circunvizinhanças do município de Bezerros, região centro-leste do estado de Pernambuco (Fig. 2). Este município, inserido no Agreste Pernambucano, ocupa uma área de 492,6 km² e dista cerca de 102 km a oeste de Recife, capital do estado.

A área mapeada possui cerca de 375 km² e localiza-se entre as coordenadas UTM, segundo o datum WGS 84 e zona 25 L: 180000 e 205000 W, 9081000 e 9096000 S, e coordenadas geográficas 35°40'38" e 35°54'17" a oeste da linha de Greenwich, e 8°10'04" e 8°18'18" a sul da linha do Equador.

Figura 2 – Mapa esquemático de localização geral da área de estudo (retângulo branco), em destaque evidencia-se o trajeto tomado durante os trabalhos de campo.



Fonte: Google Earth Pro (2018).

1.3 METODOLOGIA

Com o intuito de atingir os objetivos previamente mencionados, durante o desenvolvimento desta dissertação foram seguidas as seguintes etapas descritas abaixo:

Aquisição de dados preliminares:

- Revisão bibliográfica, que foi realizada desde as etapas iniciais até o final do desenvolvimento desta dissertação, permitindo o amadurecimento gradual e atualização constante do conhecimento, discussões e técnicas utilizadas para os fins propostos. Esta etapa consistiu da consulta de artigos, livros, mapas e outras fontes de informação (CD, internet, etc.) para aquisição de dados acerca da Província Borborema, mas especificamente dos domínios Rio Capibaribe e Pernambuco-Alagoas e das técnicas a serem utilizadas;
- Aquisição de dados de mapeamento preliminares, como o mapa geológico da Folha Caruaru na escala de 1:100.000, de Neves et al. (2012), que foi tomado como mapeamento base da área de estudo. Além do mapa geológico, também foram adquiridos cadernetas de campo e lâminas delgadas cedidas pelos autores deste mapa, estes dados foram também descritos e utilizados para a confecção do mapa geológico aqui apresentado (apêndice A);
- Aquisição de dados geofísicos de magnetometria e gamaespectrometria adquiridos no Geobank (CPRM – Serviço Geológico do Brasil), recebidos no formato GDB e posteriormente trabalhados nos softwares Oasis Monjat 6.4.2 e ArcMap 10.3. Estes dados foram auxiliares na separação das unidades litológicas mapeadas, bem como na interpretação estrutural da área. O levantamento e processamento dos dados foi realizado no período 2007-2008, por Consórcio LASA Engenharia e Prospecções S.A. e Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas Ltda., contratadas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). O aerolevanteamento cobre uma área total de 56.578 km² e abrange a borda leste de estados do Nordeste do Brasil. A área foi sobrevoada a uma altura nominal de 100 m, com linhas de vôo de direção N–S e espaçamento de 0,5 km, e linhas de controle perpendiculares as de vôo (direção E–W) e mais espaçadas (10 km). O tempo de integração gama foi de 1 segundo, o que representa uma distância de 73,6 m entre os pontos de medida no solo;
- Aquisição de dados de sensoriamento remoto, como mais uma ferramenta para auxiliar na interpretação estrutural, com o intuito de destacar os lineamentos estruturais de diferentes direções que ocorrem na área mapeada. Com o auxílio do software ENVI 4.7, foi utilizada uma imagem ASTER, *Global Digital Elevation Model - GDEM* (NASA/METI, outubro de 2011) obtida no site do Earth Explorer (USGS). Nesta imagem foi aplicado um filtro de borda direcional do tipo Kernel 3 x 3 em diferentes azimutes (0°, 45°, 90°, 135°, 180°,

225°, 270°, 315°), devido ao fato dos filtros direcionais ressaltarem as estruturas lineares que se encontram em direção paralela a direção do filtro;

Trabalhos de campo:

- Realização dos trabalhos de campo para mapeamento geológico, verificando as unidades litológicas, contatos e estruturas, além de coleta de amostras para realização dos trabalhos laboratoriais. Os principais dados obtidos nos afloramentos estudados são apresentados no apêndice B (tabela de afloramentos). Em cada um dos pontos visitados foram coletadas amostras, que foram devidamente catalogadas com o mesmo nome do afloramento do qual foram coletadas, para que em seguida fossem feitos estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos das mesmas. Todos os afloramentos visitados foram devidamente fotografados e tiveram suas principais características anotadas em cadernetas de campo.

Trabalhos de laboratório:

- Preparação de amostras para as análises segundo as necessidades dos diferentes métodos. Todas as preparações foram realizadas pela própria aluna no Laboratório de Preparação de Amostras (LPA) do Departamento de Geologia da UFPE (DGEO/UFPE);
- Confecção de 16 seções delgadas das amostras coletadas com espessura de 30 μm , seguida de posterior descrição petrográfica destas seções, para caracterização microscópica dos ortognaisses mapeados (descrição petrográfica no apêndice C);
- Britagem e pulverização de 15 amostras representativas, cuidadosamente selecionadas e tratadas, para realização das análises químicas para caracterização litogeoquímica dos ortognaisses. A preparação das amostras seguiu os critérios da geoquímica analítica, utilizando de britador e moinho que foram devidamente limpos, com o intuito de evitar contaminação das amostras e alteração dos resultados químicos. As amostras foram enviadas para análise no laboratório *Veritas Commodities Canada Ltd*, utilizando o método de rocha total (código: LF202), analisando elementos maiores e traços. Os óxidos dos elementos maiores foram analisados utilizando ICP-ES (*inductively coupled plasma-emission spectrometry*) com limite de detecção de 0.01%, exceto para Fe_2O_3 (0,04%) e Cr_2O_3 (0,002%). Os elementos traço foram analisados utilizando ICP-MS (*inductively coupled plasma-mass spectrometry*) com limites de detecção entre 0,01 e 0,5 ppm, com valores mais altos de 1ppm para Ba, Sc, Be, Sn e Zn, 8 ppm para V e 20 ppm para Ni.

Com os resultados analíticos foram confeccionados diagramas geoquímicos utilizando de softwares como GCDkit 4.1 (Janousek et al., 2006), OriginPro 8 e Microsoft Office Excel;

- Britagem, pulverização e peneiramento de 4 amostras representativas dos ortognaisses mapeados. No peneiramento, foi separada a fração entre 710 μm e 63 μm , na qual os minerais pesados foram separados por bateamento e secos em uma estufa à 100°C por 2 horas. Posteriormente, minerais magnéticos foram separados com ímã, e na porção não magnética restante, minerais pesados foram separados utilizando líquido denso (bromofórmio). Após a remoção do bromofórmio, o concentrado de minerais pesados restante foi processado em um separador magnético de Frantz à uma corrente com intensidade de 1,2 A e inclinação de 15°, no NEG-LABISE (Núcleo de Estudos Geoquímicos – Laboratório de Isótopos Estáveis; DGEO/UFPE). A fração não magnética final foi enviada para o laboratório, onde os grãos de zircão e monazita foram separados por uma triagem de acordo com critérios de pureza, agrupados por amostra e montados para análise. As análises geocronológicas U-Pb em zircão e monazita foram realizadas por LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), na *Université de Montpellier* (França), e com os resultados analíticos foram confeccionados diagramas de concórdia utilizando o software Isoplot (Ludwig, 2000). Posteriormente, para localizar pontualmente a posição de cada análise, os grãos datados foram imageados por catodoluminescência (CL) no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná (Curitiba).

Integração de dados:

- Compilação, interpretação e integração dos dados de trabalhos de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, produtos das etapas supracitadas, resultando então na elaboração desta dissertação de mestrado.

2 RESULTADOS

Os resultados obtidos na presente dissertação de mestrado encontram-se apresentados na forma de dois artigos científicos. O primeiro é intitulado “*Análise tectônica do segmento central da zona de cisalhamento Pernambuco Leste, Província Borborema, NE do Brasil*”. Este artigo trata-se da utilização de geofísica e sensoriamento remoto como ferramentas de auxílio ao mapeamento geológico e estrutural da área, compilando estes dados com dados de campo e micropetrográficos, e encontra-se publicado no volume 28 (2) da revista Estudos Geológicos.

O segundo artigo é intitulado “*Geochemistry and geochronology of orthogneisses across a major transcurrent shear zone (East Pernambuco shear zone, Borborema Province, Northeast Brazil): Tectonic implications*”. Este artigo apresenta o mapeamento geológico da área de estudo, juntamente com os dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos ortognaisses em questão, além da implicação tectônica destes, e encontra-se publicado no volume 91 da revista *Journal of South American Earth Sciences*.

3 ANÁLISE TECTÔNICA DO SEGMENTO CENTRAL DA ZONA DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO LESTE, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL

Rafaela Henrique Mendes França¹

Sérgio Pacheco Neves²

João Pedro Santana Bezerra¹

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências – UFPE, e-mail: henrique.rafaela@yahoo.com.br; jpsbezerra@hotmail.com

²Departamento de Geologia – UFPE; serpane36@yahoo.com

RESUMO

Este trabalho apresenta dados de campo, petrográficos, aerogeofísicos e de sensoriamento remoto de ortognaisses que ocorrem no segmento central da zona de cisalhamento Pernambuco Leste (ZCPE), Bezerros (PE). O principal objetivo foi analisar a influência da ZCPE na evolução geodinâmica da Província Borborema. A interpretação dos mapas aerogeofísicos gamaespectrométricos permitiu a caracterização das litologias em relação aos seus teores de radioelementos (K, Th e U). A caracterização estrutural da área de estudo realizada a partir de dados geofísicos e de sensoriamento remoto (ASTER-GDEM) evidenciou o predomínio de lineamentos de direção NE-SW, resultantes de foliações a norte e a sul da ZCPE. As rochas miloníticas apresentam feições microestruturais de deformação a temperaturas relativamente baixas (400-500°C), com grãos de quartzo apresentando extinção ondulante e recristalização por rotação de subgrãos e, mais raramente, *bulging*. A interpretação integrada dos dados proporcionou a delimitação das faixas miloníticas na área em estudo. A análise das características estruturais apresentadas pelos domínios adjacentes, Rio Capibaribe (subprovíncia Central) e Pernambuco-Alagoas (subprovíncia Sul), permitiu identificar que a ZCPE não separa blocos crustais distintos. Portanto, o segmento central da ZCPE, não pode ser considerado como um limite de terreno tectônico.

Palavras chave: zona de cisalhamento Pernambuco Leste, ortognaisses, aerogeofísica, sensoriamento remoto, petrografia.

ABSTRACT

This work describes field relationships and petrographic, aerogeophysical and remote sensing data from orthogneisses that occur in the central segment of the East Pernambuco shear zone (EPSZ), Bezerros (PE). The main objective is to analyze the influence of the EPSZ in the geodynamic evolution of the Borborema Province. The interpretation of aerogamma spectrometric maps allows the characterization of the lithologies with respect to their contents of radioelements (K, Th, U). The structural characterization of the study area through geophysical and remote sensing data (ASTER-GDEM) evidenced the predominance of lineaments of NE-SW direction, resulting from the foliation trace north and south of the EPSZ. The mylonitic rocks display microstructural features of deformation at relatively low temperatures (400-500°C), with quartz grains showing undulose extinction and recrystallization by subgrain rotation and, more rarely, *bulging*. The integrated interpretation of data allowed the delimitation of the mylonitic belts in the study area. The analysis of the structural characteristics displayed by the adjacent domains, Rio Capibaribe (Central sub-province) and Pernambuco-Alagoas (Southern sub-province) domains, allowed to establish that the EPSZ do not separate distinct crustal blocks. Therefore, the central segment of the EPSZ, cannot be considered as a terrane limit.

Keywords: East Pernambuco shear zone, orthogneisses, aerogeophysics, remote sensing, petrography.

INTRODUÇÃO

Zonas de cisalhamento transcorrentes de escala continental são a principal expressão estrutural da orogênese Brasiliana-Pan-Africana na Província Borborema (p. ex. Caby *et al.*, 1991; Vauchez *et al.*, 1995). As zonas de cisalhamento são estruturas claramente observadas em fotografias aéreas, imagens de satélites e mapas geofísicos, como faixas lineares ou curvilíneas, referidas como lineamentos na literatura geológica antiga (Brito Neves, 1983). Um desses é o lineamento Pernambuco, que é tradicionalmente considerado como uma zona de cisalhamento transcorrente destal contínua, com 700 km de comprimento (p. ex. Davison *et al.*, 1995; Brito Neves, 1983). Com forma sinuosa, o lineamento Pernambuco tem seus ramos leste e oeste com direções aproximadas N70-80E e N70W, respectivamente, a leste e a oeste da Bacia Jatobá. Posteriormente, Vauchez & Edygio-Silva (1992) e Neves & Vauchez (1995) sugeriram que estes dois segmentos são desconectados um do outro, como ramos independentes formando as zonas de cisalhamento Pernambuco Leste

(ZCPE) e Oeste (ZCPW) (Fig. 1). Neves & Vauchez (1995) e Neves *et al.* (1996) estudaram uma porção central da ZCPE, mapeando um segmento de 35 km da mesma, a oeste da cidade de Caruaru. Posteriormente, Neves & Mariano (1999) mapearam sistematicamente o segmento da ZCPE por inteiro, separando a ZCPE em várias faixas miloníticas e descrevendo-a como um sistema de zonas de cisalhamento.

Localizada no limite entre os domínios Rio Capibaribe (subprovíncia Central) e Pernambuco-Alagoas (subprovíncia Sul), separados pela ZCPE, a área de estudo encontra-se a leste da cidade de Caruaru, nos arredores da cidade de Bezerros, e compreende um trecho de aproximadamente 26 km da ZCPE. O objetivo principal deste trabalho foi caracterização estrutural do segmento central da ZCPE a partir da interpretação de dados aerogeofísicos (gamaespectrometria e magnetometria), imagens satelitais (ASTER-GDEM), dados de campo e petrografia, a fim de contribuir com o conhecimento acerca do sistema de zonas de cisalhamento Pernambuco Leste.

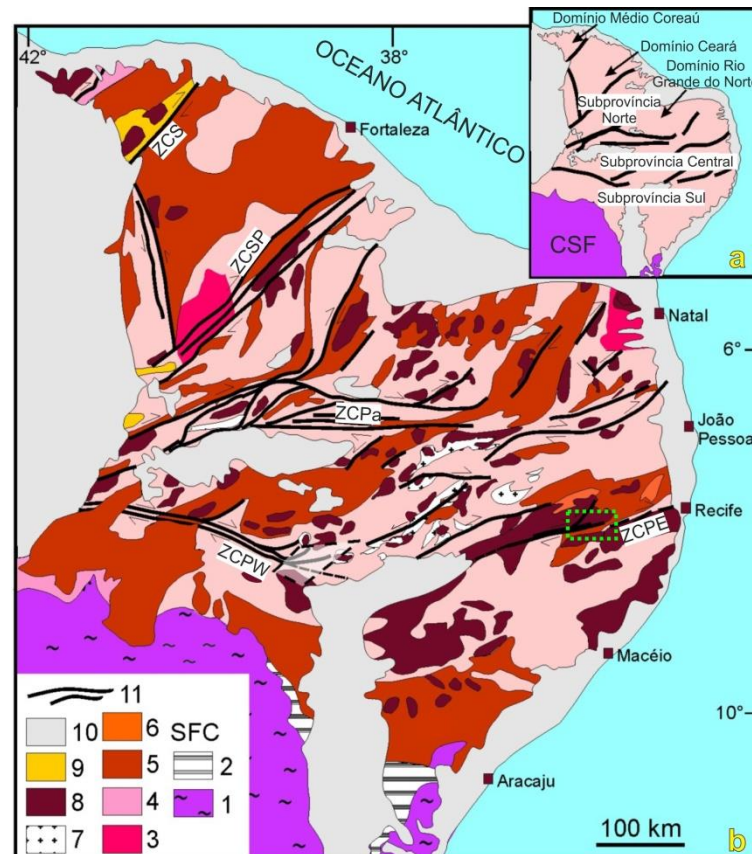


Figura 1. (a) Esboço dos principais domínios da Província Borborema. CSF: Cráton São Francisco. (b) Mapa geológico simplificado mostrando as principais áreas de exposição de embasamento ortognáissico, seqüências supracrustais, plútons Brasilianos e zonas de cisalhamento. 1: Cráton São Francisco, 2: Cobertura cratônica, 3: Arqueano, 4: Paleoproterozoico, 5: Faixas metassedimentares, 6: Complexos Paleo/Mesoproterozoicos, 7: Ortognaisses Tonianos, 8: Plútons Brasilianos, 9: Molassas, 10: Cobertura Fanerozoica, 11: Principais zonas de cisalhamento transcorrentes: ZCS – zona de cisalhamento Sobral; ZCSP – zona de cisalhamento Senador Pompeu; ZCPa – zona de cisalhamento Patos; ZCPE – zona de cisalhamento Pernambuco Leste; ZCPW – zona de cisalhamento Pernambuco Oeste. Cidades: Fortaleza, Natal, João Pessoa, Recife, Maceió, Aracaju. A localização aproximada da área de estudo encontra-se em destaque. Figura adaptada de Neves (2003).

GEOLOGIA REGIONAL

A Província Borborema é um dos muitos cinturões Brasilianos-Pan-Africanos no Brasil e na África que resultaram da convergência e colisão de blocos continentais arqueanos e paleoproterozoicos durante a amalgamação do Gondwana Ocidental. A província é dividida em subprovíncias e domínios (p. ex. Van Schmus *et al.*, 2011; Neves, 2015), separados por zonas de cisalhamento transcorrentes (Fig. 1) aparentemente tardias à evolução tectônica da província (Vauchez *et al.*, 1995). A ZCPE, ao longo

da qual se localiza a área de estudo, se estende da costa para oeste por mais de 200 km e separa os domínios Rio Capibaribe (subprovíncia Central) e Pernambuco-Alagoas (subprovíncia Sul).

A ZCPE é segmentada em várias faixas miloníticas, sendo formada por duas faixas de alta temperatura (fácies anfibolito) e várias faixas de baixa temperatura (fácies xisto verde) (Neves & Mariano, 1999). A área de estudo engloba a faixa milonítica de alta temperatura leste, que tem espessura máxima de 2 km e se conecta com zonas de cisalhamento de direção NE-SW de alta temperatura e

cinemática sinistral, relacionadas ao batólito Caruaru-Arcoverde, e uma faixa milonítica de baixa temperatura ao sul que termina com um espalhamento em direções NE-SW e NNE-SSW para leste. Esta última é interpretada como o limite entre os domínios Rio Capibaribe e Pernambuco-Alagoas.

O domínio Rio Capibaribe consiste de rochas do embasamento, rochas supracrustais metassedimentares neoproterozoicas e plútons graníticos e sieníticos brasileiros (Neves *et al.*, 2006b, 2009; Neves & Alcantara, 2010). Na área de estudo (Fig. 2), o embasamento Paleoproterozoico é representado pelo ortogneisse Bezerros e pelo complexo Salgadinho. O complexo Salgadinho consiste de anfibólio-biotita-ortogneisses com magnetita, migmatizado, de granulação média a grossa, com composição granodiorítica a sienogranítica (Neves *et al.*, 2015b, 2017). O ortogneisse Bezerros, definido neste trabalho, tem composição granodiorítica a granítica, com granulação média a grossa e níveis locais ricos em biotita. As rochas supracrustais neoproterozoicas são representadas por micaxistos, paragneisses, leucogneisses, rochas calcissilicáticas e mármore do complexo Surubim-Caroalina (Medeiros *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2002). O maior plúton Brasileiro é o batólito Caruaru-Arcoverde, consistindo de anfibólio-biotita-granitos de granulação grossa a

porfiríticos e dioritos (Neves & Mariano, 1999; Neves *et al.*, 2000).

O domínio Pernambuco-Alagoas consiste predominantemente de ortogneisses frequentemente migmatizados, unidades supracrustais e vários plútons e batólitos (p. ex. Brito Neves *et al.*, 1982; Da Silva Filho *et al.*, 2002). Dentre os ortogneisses representantes deste domínio, a unidade dominante na porção norte é o ortogneisse Altinho, bandado e de composição granodiorítica, localmente com porfiroclastos de feldspato potássico, com idade de c. 650 Ma (Neves *et al.*, 2015a; Teixeira, 2015). Na área estudada (Fig. 2), ocorrem além deste: um ortogneisse granítico migmatizado apresentando estrutura estromática, com presença local de bandas máficas; o ortogneisse Encruzilhada de São João, definido neste trabalho, que possui coloração cinza, granulação média a grossa, sendo comumente porfiroclástico e localmente equigranular; e o ortogneisse Caruaru, caracterizado por um biotita-anfibólio-ortogneisse, de composição granítica, equigranular de granulação grossa, com 618 Ma de idade (Neves *et al.*, 2004, 2006a, 2012b). Intrusivos nos ortogneisses, ocorrem os plútons Cambão, caracterizado por biotita-granitos equigranulares de granulação média a grossa, e Encruzilhada de São João (Gomes, 2007), caracterizado por monzo- a sienogranitos a duas micas, de granulação fina a grossa.

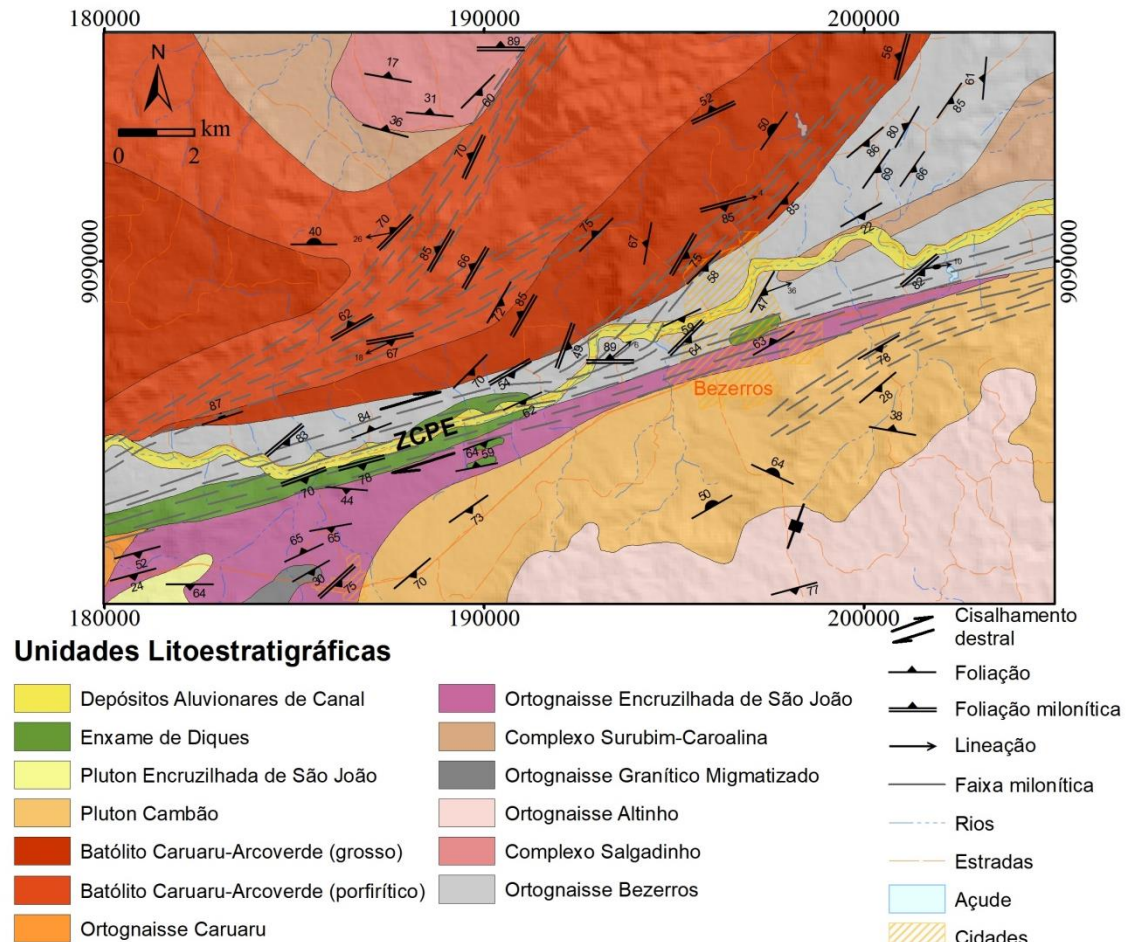


Figura 2. Mapa geológico-estrutural do segmento central da ZCPE (modificado de Neves *et al.*, 2012a).

MATERIAIS E MÉTODOS

Geofísica

Os dados magnetométricos e gamaespectrométricos utilizados neste trabalho foram adquiridos durante o Projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto da Borborema (código: 1079), cujas informações técnicas sobre levantamento e processamento dos dados

podem ser obtidas no relatório final do projeto (LASA, 2008). Foram confeccionados e interpretados os mapas gamaespectrométricos de contornos radiométricos das concentrações de potássio, tório e urânio, o mapa da distribuição ternária desses radioelementos com padrão RGB (K, Th, U), e o mapa magnetométrico da derivada tilt (Fig. 3).

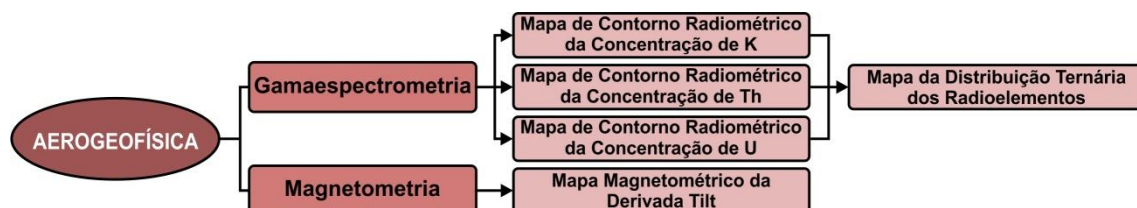


Figura 3. Fluxograma esquemático dos métodos geofísicos aplicados e mapas interpretados.

Sensoriamento remoto

Imagens satelitais podem possuir feições conhecidas como bordas, que é o limite entre dois objetos espectralmente distintos, ou seja, o limite entre duas regiões com diferença significativa entre seus níveis de cinza (Meneses & Almeida, 2012). Na geologia, exemplos de bordas podem ocorrer como lineamentos estruturais que, como ocorrem normalmente em várias direções, é importante realçá-las para uma melhor interpretação dos dados.

Com o intuito de destacar os lineamentos estruturais de diferentes direções que ocorrem na área em estudo, foi utilizada uma imagem ASTER, *Global Digital Elevation Model - GDEM* (NASA/METI; Earth Explorer-USGS), na qual foi aplicado filtro de borda direcional do tipo Kernel 3 x 3 em diferentes azimutes (0° , 45° , 90° , 135° , 180° , 225° , 270° , 315°), ressaltando a direção preferencial em que serão realçados os limites das bordas. Imagens representativas dos filtros aplicados são mostradas na figura 4.

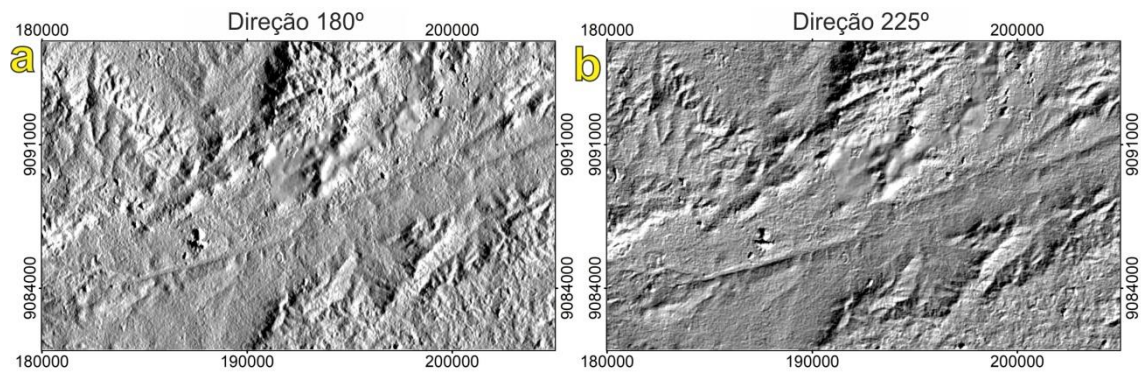


Figura 4. Imagens ASTER-GDEM com filtros de Kernel 3x3 nas direções (a) 180° e (b) 225° .

RESULTADOS

Gamaespectrometria

Para a caracterização gamaespectrométrica das unidades mapeadas, foram interpretados os mapas de contagem individual dos radioelementos K (Fig. 5a), Th (Fig. 5b) e U (Fig. 5c), assim como o mapa da distribuição ternária desses elementos (Fig. 5d), responsável por condensar as informações obtidas nos três canais individuais. Uma possível lixiviação, devido à forte presença de drenagem na área de estudo pode ter ocorrido, sendo um dos possíveis fatores responsáveis por alterações nas respostas gamaespectrométricas das diferentes unidades. Porém, os dados de trabalhos de campo majoritariamente concordam com os dados de gamaespectrometria, evidenciando a importância da geofísica como ferramenta auxiliar ao mapeamento geológico.

Na figura 5d, observam-se os contatos das unidades do mapa geológico sobrepostos ao mapa da distribuição ternária dos radioelementos, a partir da qual foi possível melhor delimitar e caracterizar as unidades de acordo com as concentrações dos seus radioelementos. A norte da ZCPE, (1) o ortognaisse Bezerros apresenta assinatura radiométrica heterogênea descrita separadamente em duas porções. A nordeste do mapa, de cor preta esverdeada, possui contagens médias nos canais do K e Th, e baixas contagens para o U. Mais próximo à ZCPE, apresenta coloração azul esbranquiçada, com contagens médias a altas para o três radioelementos. Essa diferenciação é possivelmente causada devido a alterações dadas pela drenagem do rio Ipojuca. (2) O complexo Salgadinho possui coloração roxa azulada e é melhor delimitado utilizando-se o canal do Th, no qual a unidade é caracterizada por conter de

baixas a médias contagens, com contagens médias no canal do K e baixas a médias para o U. (3) O complexo Surubim-Carolina, ocorrendo a nordeste e norte-noroeste, também apresenta heterogeneidade em sua composição radiométrica, explicável pela diferença topográfica entre essas duas regiões, observada pela presença de curvas de nível mais altas na ocorrência a nordeste. Ambas as regiões apresentam contagens médias a altas nos canais do K e Th, com variação nas contagens do canal do U, que são baixas a médias na região nordeste e médias a baixas na região norte-noroeste. Por fim, (4) o batólito Caruaru-Arcoverde apresenta assinaturas radiométricas características para cada uma de suas duas fácies, facilmente observável no mapa ternário e no canal do Th. A fácies do granito grosso (4a) é avermelhada e caracteriza-se por altas contagens no canal do K, baixas a médias no canal do Th e médias a altas no U. Já a fácies do granito porfirítico (4b) possui altas contagens para os canais do K e Th, e médias a altas no canal do U, o que justifica sua coloração esbranquiçada no mapa ternário.

A sul da ZCPE, (5) o ortognaisse Altinho, com coloração roxa avermelhada, se caracteriza por contagens médias a baixas nos canais do K e U, e baixas a médias no canal do Th, sendo o canal do K o que melhor delimita a extensão do corpo. (6) O ortognaisse granítico migmatizado, azul esbranquiçado no mapa ternário, possui contagens altas no canal do K e médias a altas nos canais do Th e U, sendo melhor delimitado por este último canal. (7) O ortognaisse Encruzilhada de São João, avermelhado a esbranquiçado, é uma das unidades que possui sua assinatura

radiométrica alterada pela proximidade com a ZCPE. Contém contagens altas no canal do K e médias a altas para o Th e U, sendo o canal do Th o que melhor delimita o corpo. (8) O ortognaisse Caruaru, vermelho esbranquiçado no mapa ternário, não tem um canal que melhor demarque seus limites e sua assinatura radiométrica está provavelmente alterada devido à proximidade da ZCPE. Esta unidade possui contagens altas no canal do K e médias a altas nos canais do Th e U. (9) O plúton Cambão, tem coloração vermelha, refletindo as contagens altas no canal do K. Este plúton apresenta contagens baixas a médias nos canais de Th e U, e o canal do Th é o que melhor delimita esta unidade. (10) O plúton Encruzilhada de São João, esbranquiçado, se caracteriza por contagens altas nos canais do K e Th, e altas a médias no canal do U.

(11) O enxame de diques, que ocorre ao longo da ZCPE, possui sua assinatura radiométrica com altas contagens em todos os canais. (12) Os depósitos aluvionares de canal variam de branco a azulado, com contagens médias a altas para os três canais.

Magnetometria

O filtro da derivada tilt calcula a derivada da inclinação de um mapa, sendo aqui utilizado com o propósito de mapear estruturas encobertas rasas, ampliando as fracas anomalias magnéticas que geralmente são afetadas pelas anomalias mais fortes (Ribeiro *et al.*, 2015). Definido por Miller & Singh (1994), o filtro da derivada tilt é muito utilizado na delimitação de lineamentos, falhas e contatos geológicos (Hidalgo-Gato, 2015).

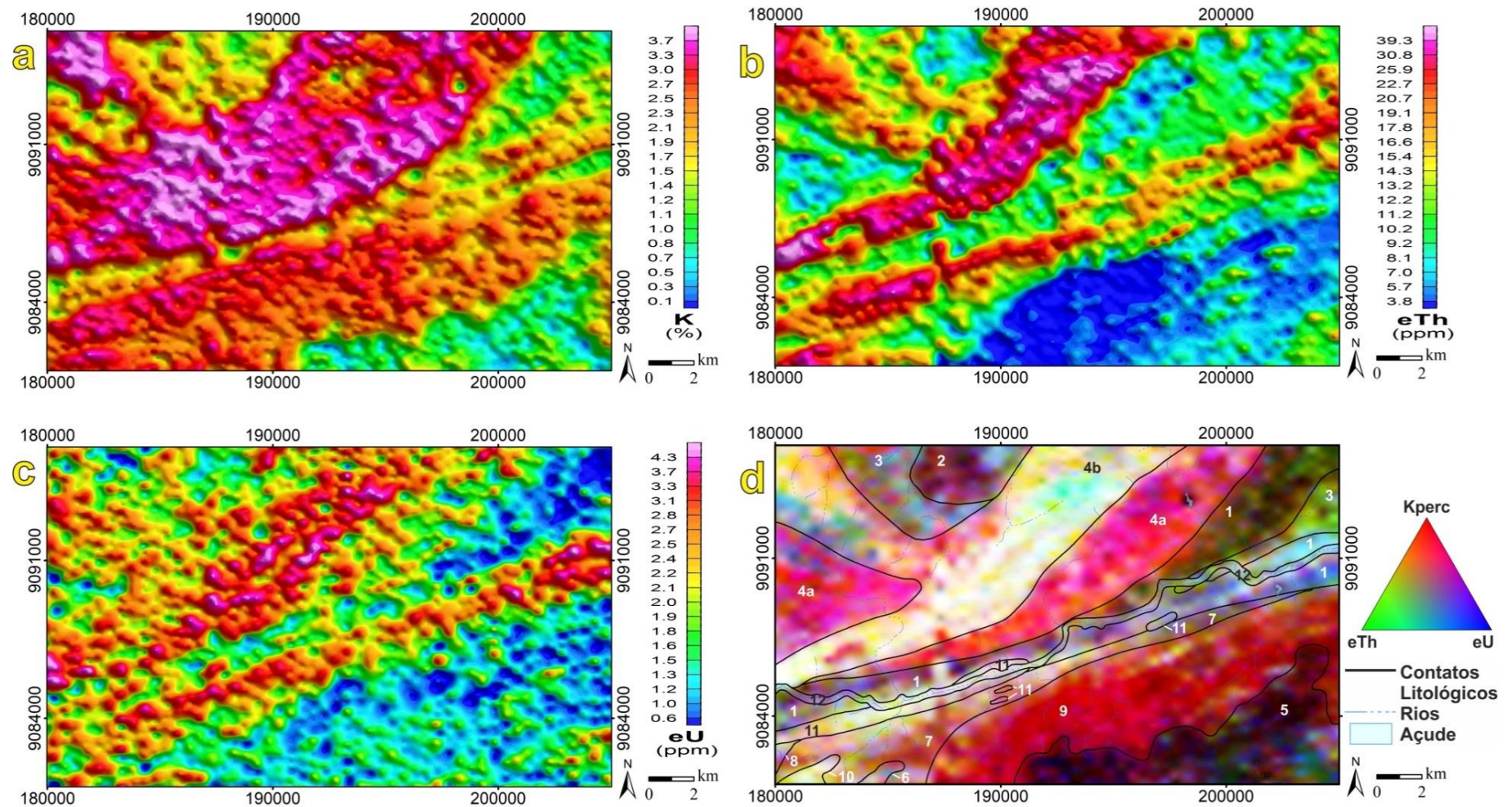


Figura 5. Mapas de contornos radiométricos das concentrações de (a) Potássio, (b) Tório e (c) Urânio e (d) mapa da distribuição ternária dos radioelementos (com padrão RGB = K, Th, U), sobreposto pelos contatos das unidades mapeadas na área de estudo. 1- Ortognaisse Bezerros, 2- Complexo Salgadinho, 3- Complexo Surubim-Caroalina, 4- Batólito Caruaru-Arcoverde (4a - granito grosso; 4b - granito porfirítico), 5- Ortognaisse Altinho, 6- Ortognaisse granítico migmatizado, 7- Ortognaisse Encruzilhada de São João, 8- Ortognaisse Caruaru, 9- Plúton Cambão, 10- Plúton Encruzilhada de São João, 11- Enxame de diques, 12- Depósitos aluvionares de canal.

No mapa magnetométrico da derivada tilt foi marcado um total de 63 lineamentos (Fig. 6a), sendo classificados como 16 lineamentos curvilíneos, possivelmente resultantes de estruturas dúcteis, e 47 lineamentos retilíneos, resultantes de estruturas rúpteis. Estes últimos encontram-se detalhados na tabela 1 de acordo com suas direções preferenciais, separando-os em dois grupos, lineamentos de direção NE-SW e de direção NW-SE. Os lineamentos resultantes de estruturas dúcteis ocorrem majoritariamente nas porções centro-NW e centro-SE. Ambas as direções também possuem quantidades semelhantes de lineamentos resultantes de estruturas rúpteis, sendo os de direção NE-SW, os que possuem maior comprimento médio e maior diferença de extensão entre os lineamentos de maior e menor comprimento. Os dois maiores lineamentos marcados estão na direção NE-SW e são controlados pela ZCPE, que tem, na área de estudo, extensão total de ~ 26 km e largura entre 1,1-1,6 km. Os lineamentos resultantes de estruturas rúpteis que ocorrem na direção NW encontram-se cortando a ZCPE, indicando que

representam estruturas posteriores a mesma.

A partir dos lineamentos magnéticos relacionados a estruturas rúpteis, foi possível gerar diagramas de rosetas, utilizando intervalos de 15° , sendo um diagrama de roseta geral (Fig. 6b) e diagramas de roseta separados para lineamentos a norte (Fig. 6c) e a sul (Fig. 6d) da ZCPE. No geral (Fig. 6b), os lineamentos concentram-se nas direções 315° (NW-SE) e $60-75^\circ$ (NE-SW), com ambos os domínios apresentando lineamentos nestas principais direções. A direção 315° igualmente se destaca nos domínios, enquanto há maior concentração de lineamentos na direção 60° a norte da ZCPE e na direção 75° a sul da ZCPE.

Lineamentos topográficos

A partir da interpretação da imagem GDEM filtrada foi possível extrair um total de 127 lineamentos topográficos na área mapeada (Fig. 7a; tabela 2), sendo 67% desses na direção NE-SW, que possui o maior e o menor lineamento marcados na área de estudo, medindo 12,53 km e 0,54 km de comprimento, respectivamente.

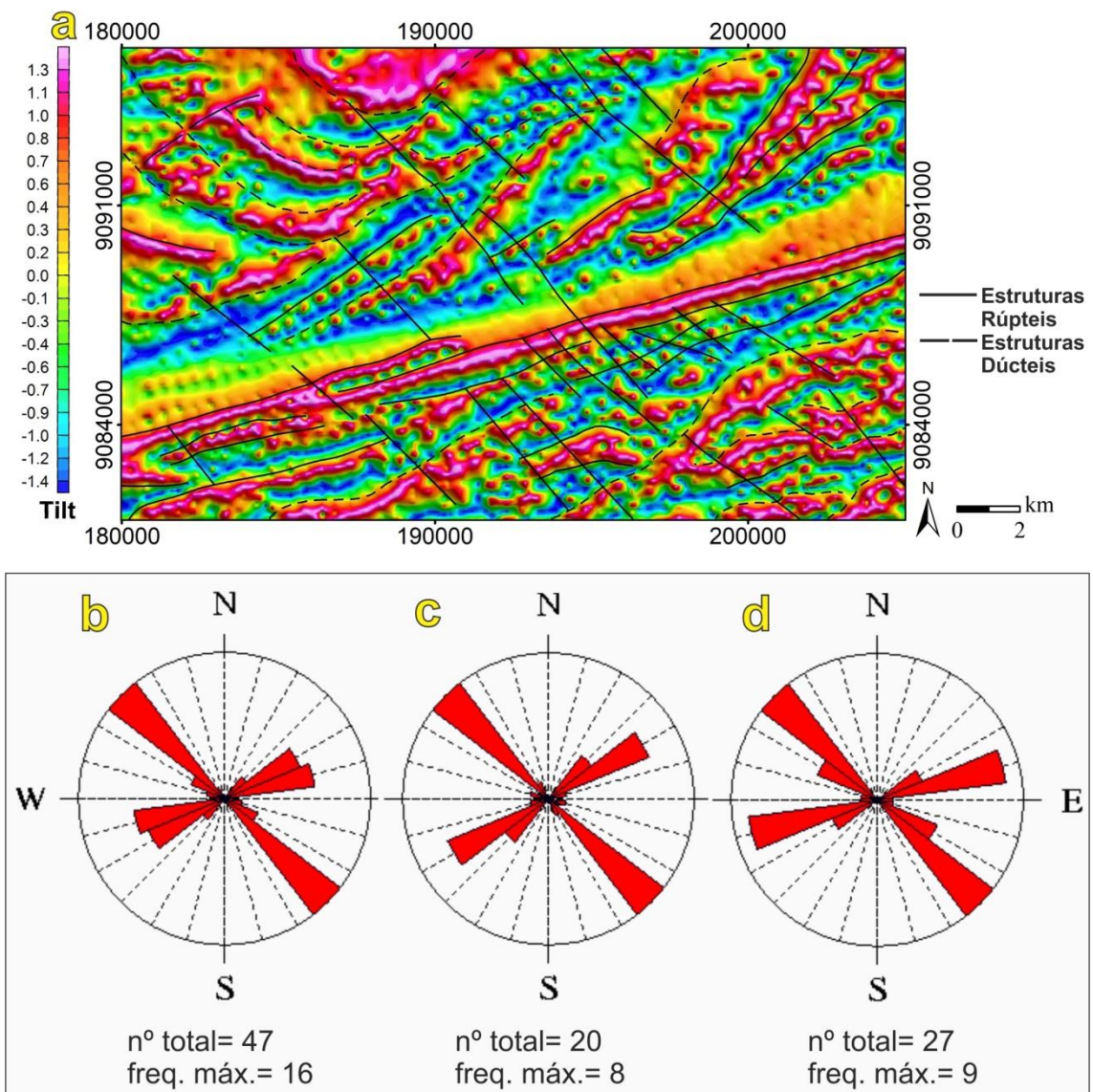


Figura 6. (a) Mapa da derivada tilt mostrando os lineamentos relacionados a estruturas rúpteis (linha sólida) e dúcteis (linha tracejada) marcados na área em estudo utilizando a magnetometria. Diagramas de roseta da direção dos lineamentos magnéticos relacionados a estruturas rúpteis: (b) gerais, (c) setor norte e (d) setor a sul da ZCPE.

Tabela 1. Números gerais dos lineamentos relacionados a estruturas rúpteis marcados na área de estudo, a partir do mapa da derivada tilt.

Direção	População	Comprimento Médio (km)	Maior Lineamento (km)	Menor Lineamento (km)
NE-SW	23 (49 %)	5,94	18,79	1,54
NW-SE	24 (51 %)	4,10	8,52	2,38

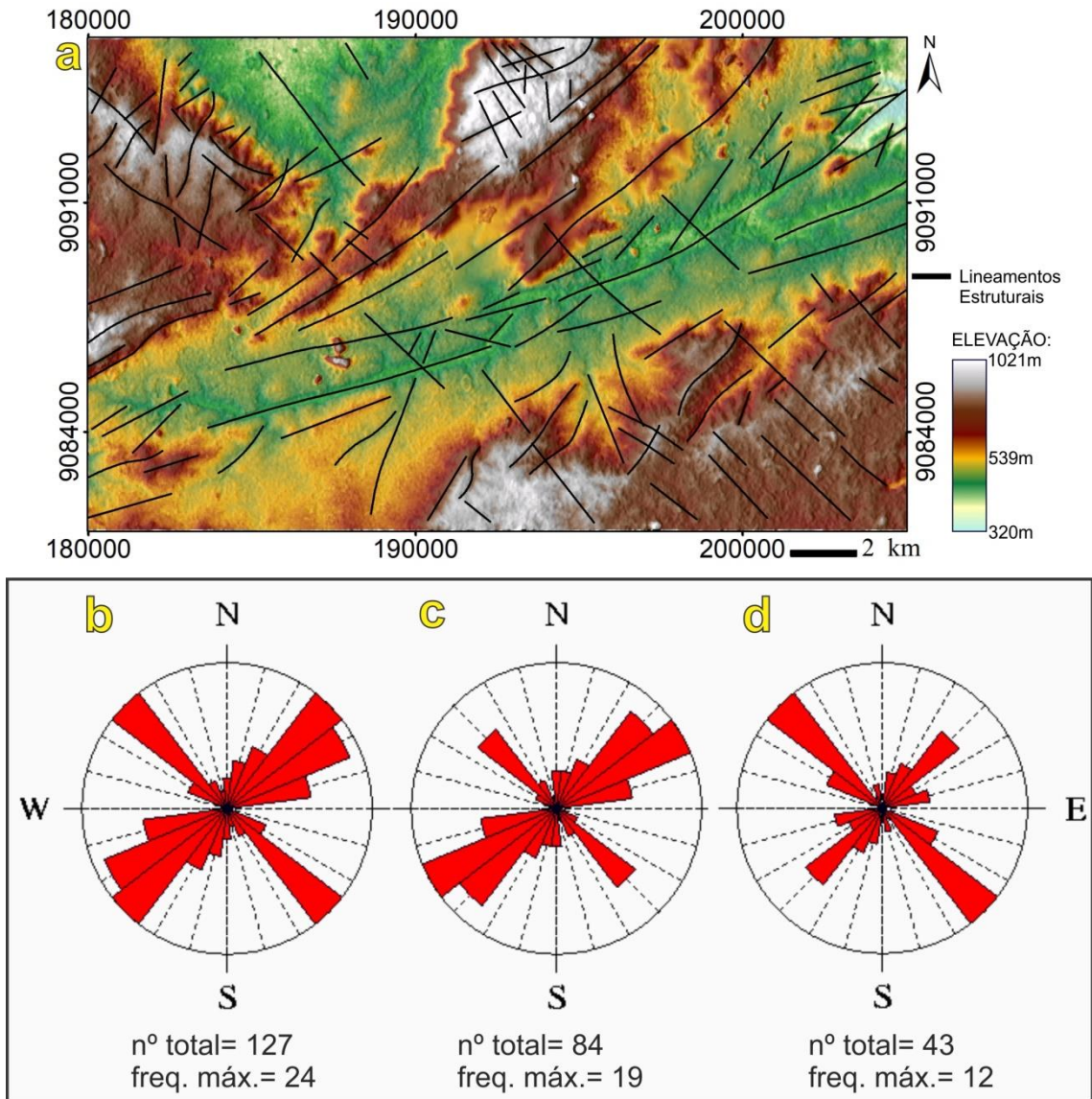


Figura 7. (a) Imagem ASTER-GDEM mostrando os lineamentos marcados utilizando-se das imagens filtradas nos diferentes azimutes. Diagramas de roseta da direção dos lineamentos topográficos: (b) gerais, (c) setor norte e (d) setor a sul da ZCPE.

Tabela 2. Números gerais dos lineamentos marcados na área de estudo, a partir da imagem ASTER-GDEM filtrada.

Direção	População	Comprimento Médio (km)	Maior Lineamento (km)	Menor Lineamento (km)
NE-SW	85 (67 %)	2,73	12,53	0,54
NW-SE	42 (33 %)	2,15	5,17	0,67

A partir dos lineamentos observados foram gerados um diagrama de roseta geral (Fig. 7b) e diagramas de roseta separados para lineamentos topográficos a norte (Fig. 7c) e a sul (Fig. 7d) da ZCPE. No geral (Fig. 7b), os lineamentos concentram-se nas direções 45° (NE-SW) e 315° (NW-SE). Ambos os domínios

apresentam lineamentos nestas duas principais direções, com maior concentração de lineamentos NE-SW a norte da ZCPE e de lineamentos NW-SE a sul da ZCPE. Foi identificada uma predominância de lineamentos resultantes de estruturas dúcteis a norte da ZCPE, enquanto que a sul predominam

lineamentos controlados por estruturas rúpteis. Uma maior concentração de lineamentos NE-SW a norte da ZCPE explica-se pelo fato da faixa milonítica se estender mais para norte do que para sul na área em estudo, sendo assim, o domínio norte, o mais afetado pela mesma.

Os lineamentos topográficos gerais podem então ser interpretados de acordo com as duas direções principais reconhecidas (NE-SW e NW-SE). A direção NE-SW é a principal, também pelo fato de seus maiores lineamentos (entre 12,5 e 4,4 km) serem aqueles que correspondem às zonas de cisalhamento, sendo também condizentes com dados de foliação milonítica e foliação de médio/alto ângulo. As foliações, no geral, são as estruturas melhores marcadas pelos lineamentos. Ocorrendo em ambos os domínios, muitos dos lineamentos de menor comprimento e de carácter mais curvilíneo são controladores de cursos de drenagem, da mesma forma, os medianos delimitam o contato entre unidades litoestratigráficas distintas.

Mapa geológico-estrutural

A figura 2 mostra o mapa geológico-estrutural da área de estudo, no qual encontram-se mapeados: (a) o embasamento paleoproterozoico, formado pelos ortognaisses dos complexos Salgadinho e Bezerros, (b) os ortognaisses neoproterozoicos, graníticos e granodioríticos, nomeados de Altinho, Encruzilhada de São João, Caruaru e o ortognaisse migmatizado não nomeado, (c) as rochas supracrustais neoproterozoicas do complexo Surubim-Caroalina e (d) as intrusões neoproterozoicas do batólito Caruaru-Arcoverde e plútons Cambão e Encruzilhada de São João, além da intrusão das rochas do enxame de diques.

O ortognaisse granítico migmatizado (Fig. 8a) possui presença local de bandas máficas e é afetado por, no mínimo, duas fases de dobramento. O bandamento migmatítico é afetado por dobras abertas (Fig. 8a) e localmente

deformado por bandas de cisalhamento destrais (E-NE) e sinistrais (NE). Sua foliação principal tem direção NE-SW e mergulha com intensidade baixa a moderada (30°-56°) para sudeste. Em uma porção milonitizada, há presença de dobra em Z indicando cinemática destal. Seu mesossoma (Fig. 9a-b) é inequigranular de granulação média, caracterizado pela alternância entre níveis ricos em quartzo e ricos em feldspatos (Fig. 9a). O quartzo apresenta extinção ondulante e intensa recristalização por rotação de subgrãos e migração de limites de grãos. Os feldspatos ocorrem como grãos arredondados de 0,5 a 2 mm de comprimento, algumas vezes formando *augens* simétricos. Eles podem apresentar-se fraturados e com textura manto-núcleo. O feldspato potássico é perítico e pode conter mirmequita desenvolvida em seus contatos com grãos de plagioclásio. Este último, comumente apresenta maclas de deformação e geminações polissintéticas dobradas. Biotita é a única fase mineral máfica e pode compor até 6% da moda. A biotita pode seguir a foliação definida pelos níveis quartzo-feldspáticos, ocorrendo intersticialmente entre os minerais essenciais (Fig. 9b) ou preenchendo fraturas. As fases acessórias são formadas por zircão, minerais opacos e apatita. As fases secundárias são mica branca e epidoto, produzidos por sericitização e saussuritização dos feldspatos, respectivamente, além de clorita como produto de alteração da biotita.

O ortognaisse Encruzilhada de São João (Fig. 8b) tem composição granítica e textura caracteristicamente porfiroclástica, com megacristais de feldspato de até 1,5 cm, sendo localmente equigranular. A foliação varia de NE-SW a NW-SE, com mergulho moderado (~65°) para norte, localmente verticalizada devido à forte deformação transcorrente e relação com dobras verticais apertadas. Alguns afloramentos, levemente deformados, preservam megacristais com formas euédricas e possuem uma foliação com

direção NW-SE e mergulho baixo (6° - 10°) para norte. A foliação é caracterizada pela alternância de níveis ricos em quartzo e feldspato e ricos em biotita e hornblenda, formando um bandamento mal definido. Porfiroclastos de feldspato (≤ 5 mm) e anfibólio (2-4 mm) podem desenvolver cauda de recristalização. Biotita $\pm$ anfibólio são comumente encontrados nas bordas dos porfiroclastos de feldspatos (Fig. 9c) e biotita $\pm$ epidoto (+ eventual titanita) nas bordas dos porfiroclastos de anfibólio (Fig. 9d). Grãos fraturados podem ocorrer preenchidos por biotita. As fases acessórias são apatita, rutilo, titanita, minerais opacos e zircão. As fases secundárias são epidoto (associado à biotita, geralmente nas bordas de hornblenda, algumas vezes com núcleos de allanita e como produto da saussuritização de plagioclásio) e clorita (produto da destabilização da biotita).

O ortogneisse Bezerros (Fig. 8c-d) tem composição granodiorítica a granítica, granulação de média a grossa e níveis locais ricos em biotita. A foliação gnáissica (Fig. 8c) tem direção NE-SW e mergulho de moderado a alto para sudeste, com textura aproximadamente equigranular e sem formação de porfiroclastos ou sigmoides. Ao se aproximar da ZCPE (Fig. 8d), a foliação milonítica tem direção NE-SW e mergulho subvertical (59° - 77°) para sudeste, com lineação com baixo caimento para nordeste (provavelmente sin-transcorrente) a horizontal. Porfiroclastos simétricos e assimétricos são comumente observados, este último indicando cinemática destal, também observada por bandas de cisalhamento destais locais e trama S-C. Há afloramentos localmente migmatizados, apresentando dobras isoclinais na porção granítica. A microestrutura dominante consiste de finos níveis de biotita alternando com níveis quartzo-feldspáticos mais espessos (Fig. 9e). Onde a biotita não é suficientemente abundante para formar níveis contínuos, ela ocorre como grãos isolados ou agregados de grãos ao redor de

porfiroclastos de feldspatos (Fig. 10f-g). Os níveis quartzo-feldspáticos (Fig. 9f) são compostos por porfiroclastos de feldspatos (≤ 5 mm), principalmente plagioclásio, e grãos de quartzo recristalizados e mais finos. Esta unidade tem menos minerais máficos do que o ortogneisse Encruzilhada de São João e hornblenda foi identificada como fase acessória (1%) em apenas uma amostra. As fases acessórias comumente encontradas são zircão, apatita, rutilo e minerais opacos. Porfiroclastos de granada ocorrem nas amostras ao longo da ZCPE, em grãos muito fraturados e alterados para clorita, em suas bordas e ao longo de fraturas. Micas, predominantemente biotita, podem ocorrer em suas bordas, e grãos de quartzo e mica como inclusões, indicando origem metamórfica para a granada. As fases secundárias são resultantes da sericitização e saussuritização dos feldspatos, como mica branca e epidoto, respectivamente, e opacitização e cloritização da biotita.

Milonitos granodioríticos equigranulares finos, interpretados como pertencentes ao enxame de diques previamente mapeado nos arredores da cidade de Bezerros (Neves *et al.*, 2012a), foram observados em duas localidades, sendo rochas mais máficas (Fig. 8e) do que os gnaisses. A foliação milonítica tem direção NE-SW e mergulha para sul e para norte com valores de 59° e 64° , respectivamente. Estas rochas (Fig. 9g-h) são caracterizadas pela alternância entre bandas félsicas quartzo (0,5-0,1 mm)-feldspáticas ($< 1,5$ mm) e bandas máficas compostas por anfibólio e agregados de epidoto (Fig. 9g). A foliação da rocha é controlada principalmente pela orientação de grãos de anfibólio, quartzo e feldspatos. Grãos de epidoto, actinolita, minerais opacos (associados com titanita e epidoto) e titanita (associada aos minerais opacos e epidoto) foram aparentemente gerados a partir da hornblenda, indicando intensa retrogressão. Podem ocorrer porções com grãos de feldspatos totalmente alterados por sericitização e/ou saussuritização,

conferindo um aspecto nebuloso aos grãos (Fig. 9h). As fases acessórias são apatita e zircão (como inclusões em grãos de anfibólio). As fases secundárias são mica branca e epidoto produzidos, respectivamente, pela sericitização e saussuritização dos feldspatos. No ponto

RAF-07 a granulação é mais fina, com micro-cisalhamento e o processo de retrogressão encontra-se menos avançado. Biotita agora está presente como uma fase acessória e mineral carbonático é produzido por saussuritização.



Figura 8. Aspectos de campo dos ortognaisses mapeados: (a) Ortognaisse granítico migmatizado, com foliação transposta. (b) Ortognaisse Encruzilhada de São João, granítico, com foliação verticalizada devido à presença de dobramentos. (c-d) Ortognaisse Bezerros, granodiorítico a granítico, com (c) foliação gnáissica regional e (d) foliação milonítica. (e) Ortognaisse equigranular fino (Enxame de diques). (f) Ultramilonito a norte da ZCPE.

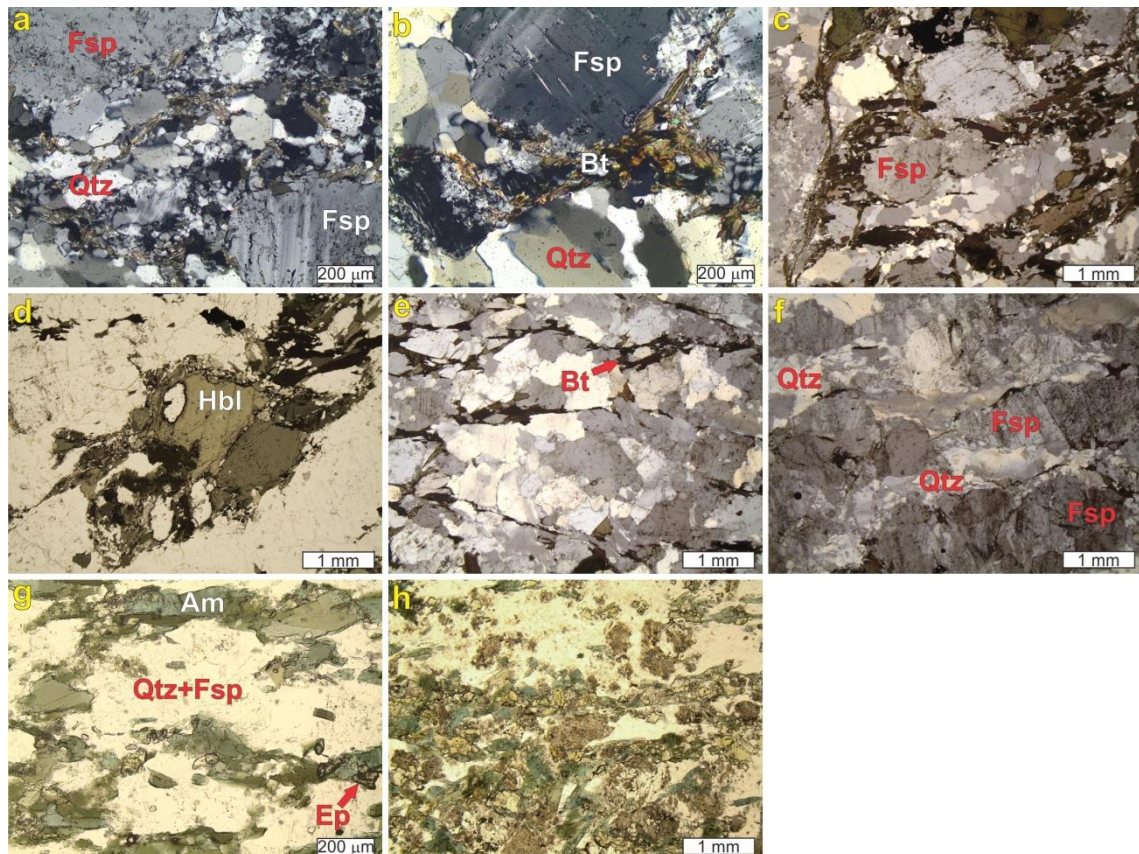


Figura 9. Características microestruturais dos ortogneisses mapeados. (a-b) Ortogneisse granítico migmatizado apresentando (a) alternância entre níveis ricos em quartzo e ricos em feldspatos e (b) biotita intersticial entre estes níveis (ambas com polarizadores cruzados). (c-d) Ortogneisse Encruzilhada de São João evidenciando (c) biotita±anfibólio em bordas de porfiroclastos de feldspato e (d) biotita±epidoto em bordas dos porfiroclastos de anfibólio (polarizadores cruzados e paralelos, respectivamente). (e-f) Ortogneisse Bezerros mostrando (e) finos níveis de biotita e níveis quartzo-feldspáticos e (f) porfiroclastos de feldspatos e grãos de quartzo recrystalizados (ambas com polarizadores cruzados). (g-h) Rocha do enxame de diques mostrando (g) alternância entre as bandas máficas (Am+Ep) e félsicas (Qtz+Fsp) e (h) grãos de feldspato totalmente alterados exibindo aspecto nebuloso (ambas com polarizadores paralelos). Am: anfibólio, Bt: biotita, Ep: epidote, Fsp: feldspato, Hbl: hornblenda, Kf: feldspato potássico, Pl: plagioclásio, Qtz: quartzo.

FAIXAS MILONÍTICAS

A ZCPE é uma estrutura de fácil identificação em escala regional, encontrando-se bem marcada por geofísica e sensoriamento remoto pelos maiores lineamentos de direção ENE-WSW (Fig. 6a e 7a). Com base nas faixas miloníticas de alta e de baixa temperatura previamente estabelecidas (Neves & Mariano, 1999) e dados de campo de mapeamentos prévios (Neves *et al.*, 2012a), adicionado as características petrográficas dos ortogneisses em questão, foram definidas

as faixas miloníticas presentes na área de estudo.

As faixas miloníticas (Fig. 2) se caracterizam como uma faixa principal de direção ENE-WSW, com espessura variando de 1 a 1,4 km, que está presente nas rochas encaixantes, sendo a principal faixa milonítica destal compreendida pela ZCPE. Esta faixa se conecta com outras de direção NE-SW, espessura variando de 1 a 1,8 km, que se estendem a norte e a sul da ZCPE, no interior do batólito Caruaru-Arcoverde e plúton Cambão, respectivamente. Ao longo das faixas

miloníticas que afetam as rochas encaixantes, foram classificados milonitos e ultramilonitos de baixa a média temperatura dos ortognaisses (400-500°C) com base nas microestruturas presentes. Assim como as feições microestruturais, a associação metamórfica (p. ex. epidoto, clorita, actinolita) também é típica de deformação a temperaturas relativamente baixas.

Os protólitos dos milonitos estudados são derivados de rochas intrudidas no enxame de diques e das rochas encaixantes, os ortognaisses Encruzilhada de São João e Bezerros. Estes protólitos apresentam grãos de quartzo estirados com extinção ondulante (Fig. 10a-b) e recristalizados (Fig. 10c-d). Os grãos de feldspatos são fraturados (Fig. 10e-f) e, às vezes, apresentam maclas de deformação e geminações dobradas, e os de biotita encontram-se recristalizados em grãos finos ao redor dos porfiroclastos (Fig. 10f-g). Estruturas assimétricas utilizadas como indicadores cinemáticos encontram-se presentes, mas não bem desenvolvidas, como porfiroclastos de feldspatos com cauda de recristalização e trama S-C. Em milonitos de temperatura um pouco mais elevada, o quartzo passa a recristalizar em grãos maiores ($> 50 \mu\text{m}$)

por rotação de subgrãos (Fig. 10h) e pode apresentar trama poligonal resultante de redução de área (Fig. 10i), enquanto os feldspatos encontram-se com recristalização incipiente (Fig. 10j), com textura manto-núcleo, e raras mirmequitas podem estar presentes na borda de feldspato potássico (Fig. 10k).

Nos ultramilonitos (Fig. 8f) os grãos maiores alcançam no máximo $56 \mu\text{m}$, sendo constituídos por quartzo apresentando extinção ondulante e, prováveis grãos de feldspatos, de difícil identificação devido ao alto grau de recristalização. A recristalização destes grãos félsicos produziu grãos mais finos que formam a matriz, composta também por biotita e clorita já em estágios mais avançados de recristalização. O bandamento milimétrico é caracterizado pela alternância entre níveis quartzo-feldspáticos e ricos em filossilicatos (Fig. 10l). São observáveis microdobras e microfalhas, este último indicando movimentação sinistral. O protólito do mesmo é de difícil identificação, a amostra encontra-se no contato entre o batólito Caruaru-Arcoverde e o ortogneisse Bezerros, no extremo oeste do mapa.

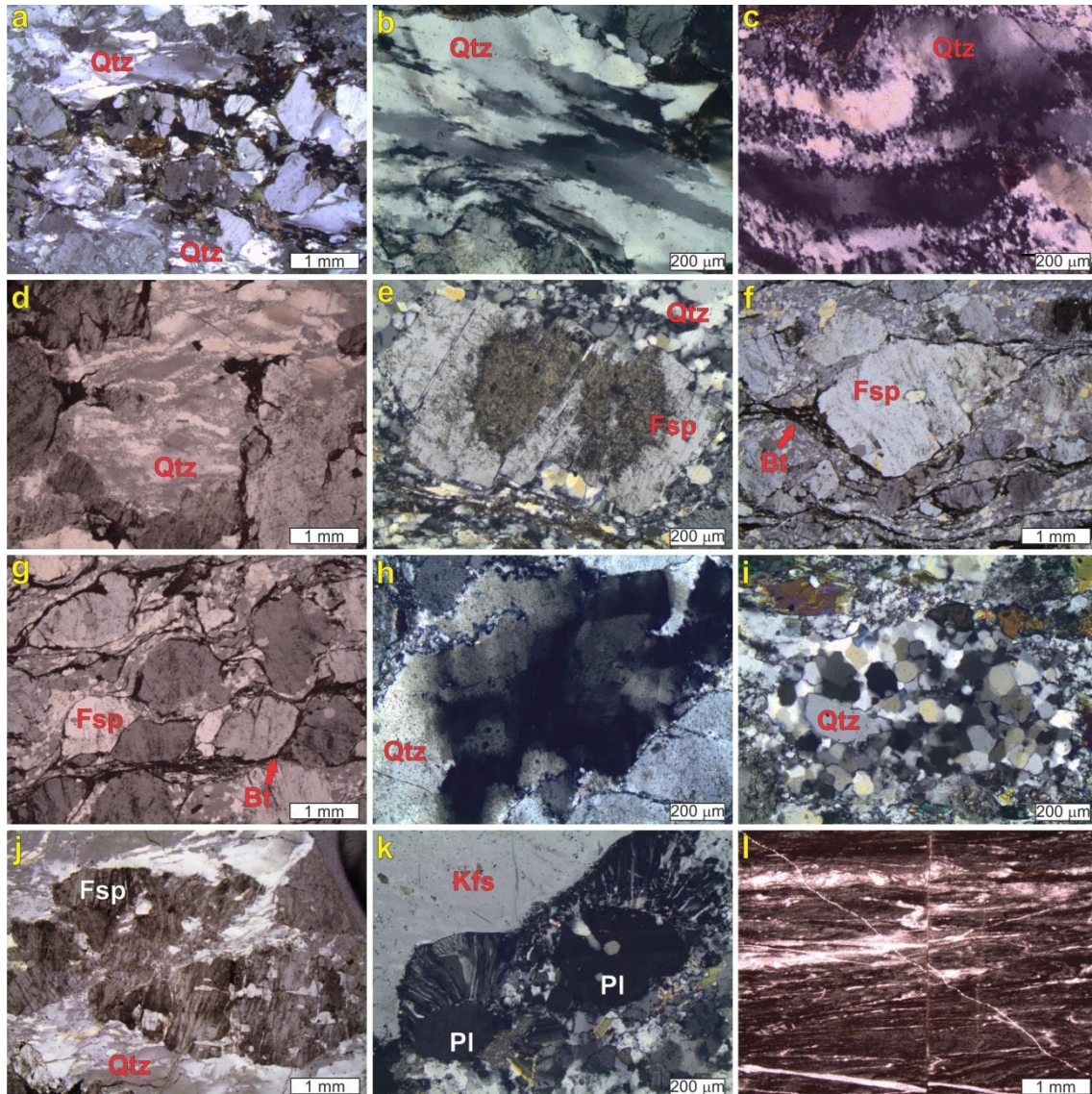


Figura 10. Características microestruturais dos milonitos estudados. (a-g) Milonitos de baixa temperatura apresentando (a-b) grãos de quartzo estirados e (c-d) recrystalizados por *bulging*, (e-f) grãos de feldspato fraturados (em f, nos cantos superiores) e (f-g) biotita recrystalizada bordejando porfiroclastos de feldspato. (h-k) Milonitos de média temperatura apresentando (h) quartzo com recrystalização por rotação de subgrão e (i) formando trama poligonal e (j) feldspatos com recrystalização incipiente e (k) mirmequita de borda. (l) Ultramilonito apresentando microdobras em Z indicando cisalhamento destal e microfalhas sinistral ortogonais à foliação milonítica. a-k: com polarizadores cruzados, l: com polarizadores paralelos. Bt: biotita, Fsp: feldspato, Kf: feldspato potássico, Pl: plagioclásio, Qtz: quartzo.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Utilizando dados gravimétricos e magnéticos em escala regional, Oliveira & Medeiros (2018) apresentam a divisão da Província Borborema em domínios e subdomínios geofísicos. Nesta divisão, os autores sugerem que o domínio geofísico Zona Transversal (com limites análogos à

subprovíncia Central) apresenta um padrão de anomalias compatível com o modelo tectônico de colagem de terrenos. Porém, os subdomínios geofísicos Rio Capibaribe e Garanhuns, localizados nos domínios geofísicos Zona Transversal e Sul, respectivamente, a norte e a sul da ZCPE, têm características geofísicas semelhantes. Estes subdomínios geofísicos, no limite

dos quais está localizada a área de estudo, são caracterizados por anomalias de baixa densidade e de baixa susceptibilidade. Além disso, a região leste do domínio geofísico Sul e a maior parte do domínio geofísico Zona Transversal são caracterizadas por um mesmo padrão de anomalias com polaridade alternada, sigmoidais e alinhadas paralelamente na direção NE-SW. Para explicar a mesma direção NE-SW nestes domínios geofísicos, Oliveira & Medeiros (2018) sugeriram que ela poderia ter sido resultante de um estágio de transcorrência tardia, em uma fase de escape lateral da colisão Brasileira/Pan-Africana.

No presente trabalho, a interpretação conjunta dos dados de campo e petrográficos, acrescida aos dados aerogeofísicos e de sensoriamento remoto, nos levou a conclusões diferentes daquela proposta por Oliveira & Medeiros (2018). A partir dos resultados, pode-se concluir a presença de um mesmo comportamento estrutural dos lineamentos obtidos por aerogeofísica e sensoriamento remoto nos domínios Rio Capibaribe (subprovíncia Central) e Pernambuco-Alagoas (subprovíncia Sul), além de direções de foliações semelhantes nestes dois domínios, mesmo grau metamórfico das amostras ao longo das faixas miloníticas e metamorfismo regional semelhante, com ocorrência de migmatização a norte e a sul da ZCPE. Estas características identificadas na porção central da ZCPE e a falta de evidências de retrabalhamento indicam que a mesma não separa blocos crustais com características distintas. Portanto, a ZCPE não pode ser considerada como um limite de terrenos.

Os lineamentos de direção NW, marcados no mapa geofísico da derivada tilt (Fig. 6a) e na imagem ASTER-GDEM filtrada (Fig. 7a), encontram-se cortando a ZCPE, indicando que representam estruturas posteriores a mesma, prováveis fraturas. Comparando os lineamentos geofísicos (tabela 1) com os lineamentos marcados pelo sensoriamento remoto

(tabela 2), em ambos os métodos os lineamentos resultantes de estruturas rúpteis são dominantes e a direção NE-SW contém os lineamentos de maior comprimento. Pelo sensoriamento remoto obteve-se o maior número de lineamentos marcados e, nesta ferramenta, os de direção NE-SW ganharam mais destaque.

Agradecimentos

RHMF agradece a bolsa de estudos concedida pela agência CAPES. Os autores agradecem ao Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) por disponibilizar os dados geofísicos utilizados nesse trabalho e ao revisor Tiago S. Miranda por comentários e sugestões. Este trabalho foi financiado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (Processo 449447/2014-6).

REFERÊNCIAS

- Brito Neves, B.B., 1983. O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Tese de doutorado, Concurso de Livre Docência - USP. 177 p.
- 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 (1-3): 240-250.
- 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-Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, Berlin, p. 373-397.
- Da 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 (2): 409-422.

- Davison, I., McCarthy, M., Powell, D., Torres, H.H.F., Santos, C.A., 1995. Laminar flow in shear zones: the Pernambuco Shear Zone, NE-Brazil. *Journal of Structural Geology*, 17 (2): 149-161.
- Earth Explorer, USGS. Disponível em: <www.earthexplorer.usgs.gov>. Acesso em: 06 de junho de 2017.
- Gomes, H.A., 2007. Geoquímica e Contexto Tectônico de Leucogranitos Peraluminosos do Batólito Bonito-Gameleira, Domínio Pernambuco-Alagoas, Província Borborema, NE do Brasil. Tese de doutorado, Pós-Graduação em Geociências - UFPE. 173 p.
- Hidalgo-Gato, M.C., 2015. Realce e Detecção de Feições Magnéticas Através do Sinal Monogênico no Espaço-Escala de Poisson: Fundamentos e Princípios. Dissertação de mestrado, Pós-Graduação em Geofísica - ON/MCTI. 71 p.
- LASA Engenharia e Prospecções S/A e PROSPECTORS Aerolevantamentos e Sistemas Ltda, 2008. Projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto da Borborema - Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos, Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Relatório Final, 27 vol, Texto e Anexos (Mapas), Rio de Janeiro.
- Medeiros, V.C., Torres, H.H.F., Gomes, H.A., 2000. Geologia da Folha Sumé - SB.24-Z-D-V, escala 1:100.000. CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
- Meneses, P.R., Almeida, T.de., 2012. Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto. UnB/CNPq, Brasília, p. 176-179.
- Miller, H.G., Singh, V., 1994. Potential field tilt - a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32: 213-217.
- 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 (4).
- Neves, S.P., 2015. Constrains from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province: Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 58: 150-164.
- Neves, S.P., Alcantara, V.C., 2010. Geochemistry of orthogneisses and metasedimentary rocks across a proposed terrane boundary in the Central Domain of Borborema Province, NE Brazil: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 498-511.
- Neves, S.P., Mariano, G., 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 21(10): 1369-1383.
- Neves, S.P., Vauchez, A., 1995. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco shear zones; state of Pernambuco). *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (3-4): 289-298.
- Neves, S.P., Vauchez, A., Archanjo, C.J., 1996. Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones?

- Insights from northeast Brazil. *Tectonophysics*, 262: 349-365.
- 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., Melo, S.C., Moura, C.A.V., Mariano, G., Silva, J.M.R., 2004. Zircon Pb-Pb Geochronology of the Caruaru Area, Northeastern Brazil: Temporal Constraints on the Proterozoic Evolution of Borborema Province. *International Geology Review*, 46: 52-63.
- Neves, S.P., Mariano, G., Correia, P.B., Silva J.M.R., 2006a. 70 m.y. of synorogenic plutonism in eastern Borborema Province (NE Brazil): temporal and kinematic constraints on the Brasiliano Orogeny. *Geodinamica Acta*, 19 (3-4): 213-237.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2006b. 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., Delphine Bosch, D., Alcantara, V.C., Lima, C.M., 2009. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis?. *Precambrian Research*, 175: 187-205.
- Neves, S.P., Mariano, G., Silva, H.M.R., 2012a. Geologia da Folha Caruaru – SC.25-V-A-I, escala 1:100.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Neves, S.P., Monié, P., Bruguier, O. Silva, J.M.R., 2012b. Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 38: 129-146.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2015a. From extension to shortening: dating the onset of the Brasiliano Orogeny in eastern Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 58: 238-256.
- Neves, S.P., Lages, G.A., Brasilino, R.G., Miranda, A.W., 2015b. Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): Geochronological and geochemical evidence from the Central Domain. *Journal of South American Earth Sciences*, 58: 165-187.
- Neves, S.P., Mariano, G., Silva, J.M.R., 2017. Geologia e recursos minerais da Folha Surubim – SC.25-Y-C-IV, escala 1:100.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., 2018. Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. *Precambrian Research*, 315: 45-65.
- Ribeiro, V.B., Louro, V.H.A., Mantovani, M.S.M., 2015. Apostila Prática – volume 2. Processamento e Interpretação de Dados Geofísicos – Aeromagnetometria. LIGA – Laboratório de Interpretação em Geofísica Aplicada, UFPE. GEOLIT, IAG, USP, 47 p.
- Santos, E.J., Ferreira, S.A., Silva Jr., J.F., 2002. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Paraíba.

- Ministério de Minas e Energia – Secretaria de Minas e Metalurgia. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Teixeira, C.M.L., 2015. Evolução Crustal dos Domínios Central e Pernambuco-Alagoas da Província Borborema na Folha Vitória de Santo Antão (Pernambuco, Nordeste do Brasil). Tese de doutorado, Pós-Graduação em Geociências - UFPE. 182 p.
- 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. *Journal of South American Earth Sciences*, 31: 227-252.
- Vauchez, A., Egydio-Silva, M., 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: the West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology*, 20: 1007-1010.
- Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (3-4): 247-266.

4 GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY OF ORTHOGNEISSES ACROSS A MAJOR TRANSCURRENT SHEAR ZONE (EAST PERNAMBUCO SHEAR ZONE, BORBOREMA PROVINCE, NORTHEAST BRAZIL): TECTONIC IMPLICATIONS

Rafaela H. M. França¹, Sérgio P. Neves¹, João P. S. Bezerra¹, Olivier Bruguier²

1 Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, 50740-530, Recife, Brazil

2 Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, Montpellier, France

Abstract

The East Pernambuco shear zone (EPSZ) is a dextral shear zone bounding the Rio Capibaribe and Pernambuco-Alagoas domains of the Neoproterozoic Borborema Province (NE Brazil). This study reports new geological data from orthogneisses across the central segment of the EPSZ. Two samples from the Bezerros orthogneiss to the north of the EPSZ yielded $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean ages of 2111 ± 7 Ma and 2104 ± 8 Ma. The c. 2.1 Ga age is taken as the age of crystallization of the protolith. It is undistinguishable from the age of the 2.13-2.09 Ga-old Vertentes Complex, which is the main Paleoproterozoic unit of the Rio Capibaribe Domain, and of orthogneisses that occur immediately south of the EPSZ. Like the Vertentes Complex, the Bezerros orthogneiss has a subduction-zone geochemical signature (e.g., pronounced negative Nb-Ta anomalies), suggesting intrusion in a magmatic arc setting. South of the EPSZ, a migmatized granitic orthogneiss and the Encruzilhada de São João orthogneiss yielded $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted mean ages of 645 ± 3 Ma and 639 ± 5 Ma, respectively. Ages of 615 ± 17 Ma and 618 ± 12 Ma obtained at the rims of zircon grains from Encruzilhada de São João and migmatized granitic orthogneisses, respectively, are interpreted as dating the acquisition of the low-angle gneissic fabric. The age of the EPSZ is bracketed by the 591 ± 4 Ma age of a monazite grain from the Bezerros orthogneiss and by the of 575 ± 17 Ma age of a young zircon grain in the Encruzilhada de São João orthogneiss.

Rather than being a terrane boundary, the EPSZ more likely represents an intracontinental shear zone that nucleated at preexisting crustal heterogeneities.

Keywords: East Pernambuco shear zone; U-Pb geochronology; major and trace elements; crustal evolution, Borborema Province

1. Introduction

Transcurrent shear zones play a major role in the evolution of orogenic belts (e.g., Tapponnier et al., 1986; Daly, 1988; Vauchez and Nicolas, 1991). In some cases, they separate domains with distinct histories (e.g., Black et al., 1994; Caby, 2003) whereas in others they nucleate inside a single crustal block taking advantage of preexisting anisotropies (e.g., Neves et al., 1996; Tommasi and Vauchez, 1997). Transcurrent shear zones are a major structural feature of the Borborema Province of northeastern Brazil (Fig. 1), which is one of the several Brasiliano-Pan-African belts in Brazil and Africa that resulted from convergence and collision of Archean and Paleoproterozoic continental blocks during the amalgamation of western Gondwana (e.g., Van Schmus et al., 2008 and references therein).

Several transcurrent shear zones are used to subdivide the Borborema Province in sub-provinces and domains (e.g., Van Schmus et al., 2011; Neves, 2015). One of these shear zones is the previously named Pernambuco shear zone or Pernambuco Lineament (e.g., Brito Neves, 1983) located between the Central and Southern sub-provinces. It was originally considered to be a single and continuous shear zone of continental scale, but was later subdivided in two segments: the East Pernambuco shear zone (EPSZ) and the West Pernambuco shear zone (WPSZ) (Vauchez and Egydio-Silva, 1992; Vauchez et al., 1995; Neves and Vauchez, 1995; Neves and Mariano, 1999) (Fig. 1b). The EPSZ extends westward from the coast over 200 km and separates the Rio Capibaribe (Central Sub-province) and the

Pernambuco-Alagoas (Southern Sub-province) domains. Neves and Mariano (1999) showed that the EPSZ development succeeded the Caruaru-Arcoverde batholith intrusion, dated at 591-583 Ma (Guimarães et al., 2004; Neves et al., 2004).

There is still no consensual model for the Neoproterozoic tectonic evolution of the Borborema Province. Current models propose either an intracontinental evolution (Neves and Mariano, 2001; Neves, 2015) or amalgamation of allochthonous terranes (Brito Neves et al., 2000; Santos et al., 2010). This last model advocates that shear zones are terrane boundaries (e.g., Brito Neves et al., 1995; Santos and Medeiros, 1999) whereas in the intracontinental model the shear zones are interpreted as late orogenic features developed within a single crustal block. The study of basement orthogneisses is essential to test the conclusions of these contrasting evolutionary models. Here we report field relationships, petrographic, geochemical and geochronological data from orthogneisses north and south of the EPSZ, with the aim to investigate their relationships with the basements of the Rio Capibaribe and Pernambuco-Alagoas domains and to ascertain the tectonic significance of the EPSZ (terrane boundary or intracontinental shear zone).

2. Geological setting

The Rio Capibaribe Domain consists of basement rocks, Neoproterozoic metasedimentary supracrustal rocks and Brasiliano granitic and syenitic plutons (Neves et al., 2006b, 2009; Neves and Alcantara, 2010). The Paleoproterozoic basement is represented by the Vertentes and Salgadinho complexes. The Vertentes Complex is the main unit and consists of banded orthogneisses and garnet-amphibole-biotite orthogneisses with quartz dioritic to granodioritic composition (Neves et al., 2006b, 2015b). These gneisses are high-K calc-alkaline, metaluminous to slightly peraluminous, with silica contents ranging from 54 to 70 wt.%, and characterized by negative Nb, P and Ti anomalies in primitive mantle

normalized trace-element diagrams. Available U-Pb ages mainly range from 2.13 Ga to 2.09 Ga (Neves et al., 2006b, Brito Neves et al., 2013; Neves et al., 2015b). The younger (2.06-2.04 Ga) Salgadinho Complex consists of migmatized, medium/coarse-grained granodioritic to syenogranitic magnetite-bearing amphibole-biotite-orthogneisses (Neves et al., 2015b, 2017).

The Neoproterozoic supracrustal rocks are represented by micaschists, paragneisses, leucogneisses, calc-silicate rocks and marbles from the Surubim-Caroalina Complex (Medeiros et al., 2000; Santos et al., 2002), in which the youngest detrital zircons have ages in the interval 665-642 Ma (Neves et al., 2006b, 2009; Brito Neves et al., 2013). The largest Brasiliano pluton is the Caruaru-Arcoverde batholith, which consists of coarse-grained to porphyritic amphibole-biotite granites and diorites (Neves and Mariano, 1999; Neves et al., 2000) dated at 591-583 Ma (Guimarães et al., 2004; Neves et al., 2004).

The Pernambuco-Alagoas (PEAL) Domain consists dominantly of commonly migmatized Paleoproterozoic and Neoproterozoic orthogneisses, supracrustal units, and numerous plutons and batholiths (e.g., Brito Neves et al., 1982; Da Silva Filho et al., 2002). In the northern part of the Pernambuco-Alagoas Domain Paleoproterozoic gneisses with ages of 2075 ± 7 Ma (Neves et al., 2004) and 2102 ± 11 Ma (Teixeira, 2015) locally occur immediately south of the EPSZ. The dominant Neoproterozoic gneissic unit is the Altinho orthogneiss, which consists of coarse-grained granitic augen gneiss with K-feldspar porphyroclasts and local medium-grained, equigranular banded facies, both commonly with amphibolite enclaves (Neves et al., 2015a). Geochemically, it is metaluminous to slightly peraluminous, dominantly magnesian, and alkali-calcic. It is enriched in light rare earth elements (LREE), has negative Eu anomalies, flat heavy rare earth elements (HREE) pattern and negative Nb, P and Ti anomalies. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted mean ages range from 657 ± 3 Ma to 652 ± 6 Ma, which are taken as the age of crystallization of the protolith (Neves et al.,

2015a; Teixeira, 2015). A younger orthogneiss was also recognized south of the EPSZ, the Caruaru orthogneiss (Neves et al., 2004, 2006a, 2012b). It is a coarse-grained equigranular biotite-amphibole granitic orthogneiss dated at 618 ± 4 Ma (Neves et al., 2012b), which is interpreted as the age of emplacement and crystallization of the protolith. The majority of metasedimentary rocks shows provenance mostly from Paleoproterozoic and Neoproterozoic sources, with the youngest detrital zircon population indicating a deposition age younger than 650 Ma (Neves et al., 2009, 2015a; Da Silva Filho et al., 2014).

3. Field relations and petrography

The study area (Fig. 1b) is located across the boundary between the Rio Capibaribe and Pernambuco-Alagoas domains, which are separated by the EPSZ, around the city of Bezerros (Fig. 2). They were attributed to the Altinho orthogneiss in a previous work (Neves et al., 2015a) and are here separated in two units, named Encruzilhada de São João orthogneiss, in the south, and Bezerros orthogneiss, in the north. The Caruaru-Arcoverde batholith intrudes the Bezerros orthogneiss and the Salgadinho and Surubim complexes. The Encruzilhada de São João orthogneiss is in tectonic contact with the Caruaru orthogneiss and is intruded by two granitic plutons. An unnamed migmatized granitic orthogneiss was found in a single outcrop in the south, and mylonites affecting dike swarms occur along the EPSZ.

The unnamed migmatized granitic orthogneiss (Fig. 3a) is a stromatic migmatite, locally with mafic bands. The original sub-horizontal migmatitic banding is affected by open folds (Fig. 3a). Decimetric ENE-trending dextral and NE-trending sinistral shear bands are locally observed. The mesosome is inequigranular, medium-grained and characterized by alternation of quartz-rich and feldspar-rich layers (Fig. 3b). Quartz shows undulose extinction and intense recrystallization by subgrain rotation and grain boundary migration. The feldspars occur as anhedral grains (~ 0.5 mm) mostly resulting from dynamic recrystallization. Larger

relict igneous grains can show core-and-mantle structure. Myrmekite may be developed at the contact of plagioclase with K-feldspar. Biotite (< 5 % of the mode) follows the foliation defined by the quartz-feldspathic layers, occurring interstitially between the essential minerals.

The Encruzilhada de São João orthogneiss (Figs. 4a and 4b) has granitic composition, gray color and is medium/coarse-grained, commonly inequigranular with K-feldspar porphyroclasts. In general, the foliation strikes NE-SW to NW-SE with low to moderate dip (Fig. 4a), but locally becomes vertical due to strike-slip-related deformation and upright tight folds (Fig. 4b). The foliation is characterized by the alternation of ill-defined recrystallized feldspar and quartz-rich bands and biotite+hornblende-rich layers (Figs. 4c and 4d). Biotite and amphibole comprise, respectively, 9 to 14 % and 5 to 9 % of the mode. In mylonitic samples close to the EPSZ, feldspars have core-and-mantle structure. Plagioclase can show deformation twins, sometimes bent twins, and flame perthite is very common in K-feldspar, denoting deformation at relatively low temperature.

The Bezerros orthogneiss (Figs. 5a and 5b) is a gray to beige, medium- to coarse-grained biotite granodioritic gneiss. This unit has lower contents of mafic minerals (8 to 15 % biotite) than the Encruzilhada de São João orthogneiss and hornblende was found as an accessory phase in only one sample. The gneissic foliation strikes NE-SW and dips moderately to steeply to the southeast, becoming subvertical when approaching the EPSZ. In the less deformed portion (Fig. 5c), east of the Caruaru-Arcoverde batholith, the microstructure is dominantly polygonal. In mylonitic samples, the dominant microstructure consists of thin biotite layers alternating with thicker quartz-feldspar layers (Fig. 5d). Where biotite is not abundant enough to form layers, it wraps around feldspar porphyroclasts and asymmetric porphyroclasts indicating dextral shear are commonly observed. Quartz forms

ribbons consisting of grains recrystallized mainly by subgrain rotation, but bulging recrystallization also occurs.

Fine-grained equigranular mylonites derived from dike swarms previously mapped around the city of Bezerros (Neves et al., 2012a) were observed in two localities. These rocks are more mafic than the gneisses (Fig. 6a). They are characterized by the alternation of felsic quartz-feldspathic bands and mafic layers composed of amphibole and epidote aggregates (Fig. 6b). Epidote, actinolite, opaque minerals and titanite grains were generated from hornblende, indicating intense retrogression.

4. U-Pb geochronology

4.1. Methods and samples

Four samples were prepared at the *Laboratório de Preparação de Amostras e Laminação* from the *Departamento de Geologia* at *Universidade Federal de Pernambuco (UFPE)*, Brazil. The samples were crushed, powdered and sieved to separate the fraction between 710 μm and 63 μm . The heavy minerals were then concentrated by panning and dried in a stove at 100°C for 2 hours. The magnetic minerals were subsequently separated with a magnet and, in the non-magnetic fraction, the minerals were separated by heavy liquids (bromoform). After bromoform removal, the heavy mineral concentrates were subsequently processed by magnetic separation using a Frantz Isodynamic separator at 1.2 A current intensity and 15° side tilt. Zircon grains were hand-picked from the non-magnetic fraction and mounted in epoxy plugs together with chips of reference materials.

The U-Pb zircon and monazite ages were obtained by laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) at the *Université de Montpellier*, France. Laser ablation was conducted using a Geolas automated platform housing a 193 nm CompEx 102 laser from LambdaPhysik. Samples were analyzed using an Element XR sector field,

single collector ICP-MS following the analytical procedures described by Neves et al. (2016). The analyzed samples were: one from the mesosome of the migmatized granitic orthogneiss (RAF-01; geographic coordinates: 35°51'17"W, 8°17'47"S), one from the Encruzilhada de São João orthogneiss (RAF-02; geographic coordinates: 35°51'27"W, 8°17'28"S), and two from the Bezerros orthogneiss (RAF-10; geographic coordinates: 35°50'12"W, 8°15'33"S; and RAF-14; geographic coordinates: 35°42'36"W, 8°11'27"S). Isotopic results are given in Table 1 as 1σ and were used to construct error ellipses for data points in the Concordia plots using the Isoplot program (Ludwig, 2000). All ages in the text are quoted at the 2σ level.

4.2. Results

Zircon grains from the mesosome of the migmatized granitic orthogneiss (RAF-01) form euhedral to subhedral elongated prisms, with some grains approximately equant, all of them with oscillatory zoning (Figs. 7a-f). They have length between 180 μm and 560 μm and aspect ratios between 2:1 and 3:1. The analyzed grains have Th/U ratios mostly ranging from 0.1 to 0.40. U-Pb analyses cluster close to Concordia and form a statistically coherent population with a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted mean age of 645 ± 3 Ma (MSWD = 1.5; Fig. 7g) obtained in 19 spots. This age is taken as the age of crystallization of the igneous protolith. One analysis (Sa_19, Table 1; Fig. 7d) from the rim of a grain yields a younger $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 618.5 ± 12 Ma (2σ).

Zircon grains from the Encruzilhada de São João orthogneiss (RAF-02) are smaller than those from the migmatized granitic orthogneiss (Figs. 8a-f). They have prismatic shape with rounded and irregular terminations and have oscillatory zoning. Some grains are rounded and approximately equant (Fig. 8e). A few grains have inherited cores marked by a different color in the central grain domain (Figs. 8c-d and 8f). They have length between 100 μm and 215 μm and aspect ratios between 1:1 and 4:1. Among the data set, two analyses from cores

display significantly older ages of 755 ± 25 Ma and 786 ± 25 Ma (Sd_36 and Sd_29, respectively; Table 1; Figs. 8c and 8d). A younger age of 615 ± 17 Ma (Sd_31, Table 1; Fig. 8f) was also obtained from the tip of a euhedral oscillatory grain, whereas a euhedral crystal yields a much younger age of 575 ± 18 Ma (Sd_40, Table 1; Fig. 8e). The remaining data points (16 spots) are aligned along a Discordia with a lower intercept age of 639.4 ± 4.9 Ma (MSWD = 0.33). This batch of analyses includes twelve concordant analyses (Th/U ratios: 0.2-0.5) that yields a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted mean age of 639 ± 4.9 Ma (MSWD = 0.30; Fig. 8g). The latter is taken as the age of crystallization of the protolith of the orthogneiss.

Zircon grains from the Bezerros orthogneiss (RAF-10) form elongated subhedral prisms with rounded and irregular terminations and have oscillatory zoning (Figs. 9a-f). Some grains are rounded and approximately equant (Fig. 9f). They have length between 90 μm and 205 μm and aspect ratios between 1:1 and 3:1. Th/U ratios range from 0.13 to 0.31. All 24 analyses define a Discordia line with an upper intercept of 2120 ± 9 Ma (MSWD = 0.9) and a lower intercept that, although the result of a long extrapolation, is significantly different from zero (558 ± 110 Ma). Fourteen concordant analyses yield a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2111 ± 7 Ma (MSWD = 0.2; Fig. 9g) that agree within uncertainties with the upper intercept of the Discordia line. This is taken as the age of crystallization of the protolith.

In sample RAF-14, all 13 analyses form a Discordia line with upper and lower intercepts of 2111 ± 9 Ma and 412 ± 61 Ma, respectively. Ten concordant analyses yield a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2104 ± 8 Ma (MSWD = 0.6; Fig. 9h), which is taken as the best estimate for crystallization of the protolith of the orthogneiss. This result is consistent with the zircon age obtained for sample RAF-10. In this sample, a large monazite grain (Table 1) was also analyzed and yields a cluster of sixteen concordant analyses with a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted mean age of 591 ± 4 Ma (MSWD = 22; Fig. 9i).

5. Major and trace elements whole-rock geochemistry

5.1. Methods and samples

Twelve samples were selected and prepared for chemical analyses at the *Laboratório de Preparação de Amostras e Laminação* from the *Departamento de Geologia* at *Universidade Federal de Pernambuco (UFPE)*, Brazil. The samples were crushed and powdered before submitting them to a commercial laboratory. The analyses were performed by Bureau Veritas Commodities Canada Ltd, using the method for total whole rock characterization (code: LF202).

The oxides were determined using inductively coupled plasma emission spectrometry (ICP-ES) with a detection limit of 0.01%, except for Fe_2O_3 (0.04%) and Cr_2O_3 (0.002%). The trace elements were analyzed using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) with detection limits between 0.01 and 0.5 ppm, with higher values of 1 ppm for Ba, Sc, Be, Sn and Zn, 8 ppm for V and 20 ppm for Ni. The analytical errors were <5% for oxides and <10-15% for trace elements. The diagrams displaying the geochemical behavior of the studied orthogneisses were constructed using the Geochemical Data Toolkit (GCDkit) software (Janousek et al., 2006).

The analyzed samples were: one from the mesosome of the migmatized granitic orthogneiss, three from the Encruzilhada de São João orthogneiss, six from the Bezerros orthogneiss, and two from the dike swarm (Table 2).

5.2. Results

The mesosome of the migmatized granitic orthogneiss has the highest silica contents (more than 75 wt.% SiO_2 ; Figs. 10 and 11) and the lowest values of major elements in comparison with the other orthogneisses, except K_2O (Fig. 11). It also has the lowest values of Nb, Yb and Y, and the largest value of Ba (Fig. 10). On the other hand, the dike swarm is

the less evolved, with 63-64 wt.% SiO_2 and, as compared with the other gneisses, have higher values for most of the major elements (MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3 , MnO). The Encruzilhada de São João orthogneiss has restricted silica range (64-66 wt.%), and relatively high values of MgO (c. 2 wt.%), CaO (3-4 wt.%), Fe_2O_3 (3-4 wt.%), Na_2O (c. 3.5 wt.%) and K_2O (4-5 wt.%). As there is no scattering of points, it is not possible to define differentiation trends in binary (Harker type) diagrams (Figs. 10 and 11). The most notable geochemical feature of the Bezerros orthogneiss is the relatively low K_2O content (1-3 wt.% in all but one sample), which results in $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratios up to 4. In the binary diagrams for major and trace elements only Ba and Sr tend to increase with increasing SiO_2 , which ranges from 69 to 74 wt.%, whereas all the other elements tend to decrease.

All orthogneiss samples plot in the magnesian field (Fig. 12a), with the exception of one sample from the Bezerros orthogneiss. In the modified alkali-lime index (Frost et al., 2001; Fig. 12b), the mesosome of the migmatized granitic orthogneiss plots in the calc-alkalic field while the dike swarm plots in the calcic field. Samples from the Encruzilhada de São João orthogneiss plot from the alkali-calcic to the calc-alkalic fields whereas those from the Bezerros orthogneiss spread from the calc-alkalic to the calcic fields. The samples of the Bezerros and the mesosome of the migmatized granitic orthogneisses are slightly peraluminous whereas those of the Encruzilhada de São João orthogneiss and the dike swarms are metaluminous (Fig. 12c).

Based on the CIPW normative composition, the mesosome of the migmatized granitic orthogneiss plots in the granite field, the Encruzilhada de São João orthogneiss in the quartz monzonite field, and the dike swarm in the granodiorite field (Fig. 12d). The Bezerros orthogneiss has three samples plotting in the tonalite field, two in the trondhjemite field, and one at the boundary between the granite and granodiorite fields (Fig. 12d). In the cationic K-Na-Ca diagram of Barker and Arth (1976), samples of the Encruzilhada de São João

orthogneiss plot parallel to the calc-alkaline trend, while those of the Bezerros orthogneiss show a vertical trend (Fig. 12e).

In the tectonic discrimination diagrams of Pearce et al. (1984), most samples plot in the field of volcanic arc granites (Figs. 13a and 13b). In the $(La/Yb)_N$ versus Yb_N and Sr/Y versus Y diagrams (Figs. 13c and 13d), the Bezerros orthogneiss and the migmatized granitic orthogneiss plot in the field of Archean TTGs. Most samples of the dike swarm and Encruzilhada de São João orthogneiss plot in the field of post-Archean rocks.

In chondrite-normalized REE diagrams (Boynton, 1984), the mesosome of the migmatized granitic orthogneiss is highly fractionated ($La_N/Yb_N = 51$) and the only one with positive Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 1.95$) (Fig. 14a). The pattern is strongly concave-upward in the region of the heavy rare earth elements (HREE). The dike swarm is highly fractionated in the light rare earth elements (LREE) region and has a flat pattern in the HREE region. It displays negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.8$) and a La_N/Yb_N ratio around 10. The Encruzilhada de São João orthogneiss and the dike swarm have comparable patterns, except for a somewhat stronger negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 0.66 - 0.77$) in the orthogneiss. In the Bezerros orthogneiss (Fig. 14b), the chondrite-normalized REE patterns are moderately fractionated ($La_N/Yb_N = 5-26$), except for one sample that has $La_N/Yb_N = 100$, which is also the only one that has negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 0.62$).

South of the EPSZ (Fig. 15a), most samples display negative Nb, Ta, Pb, P and Ti anomalies in primitive mantle normalized multi-element diagram (McDonough and Sun, 1995). The mesosome of the migmatized granitic orthogneiss is characterized by the largest negative anomalies in Nb and Ta whereas two samples of the Encruzilhada de São João orthogneiss do not show negative Ta anomaly. Compared with the Encruzilhada de São João orthogneiss, the Bezerros orthogneiss has well-marked negative Nb and Ta anomalies, with sample/primitive mantle ratios below and above 10, respectively (Figs. 15a and 15b), and

pronounced negative P anomaly. In all samples, there is enrichment in the large ion lithophile elements (LILE), with the sample/primitive mantle ratio below 10 for the high field strength elements (HFSE).

6. Discussion

6.1. Paleoproterozoic evolution

The Paleoproterozoic ages reported in this study for the Bezerros orthogneiss (2111 ± 7 Ma and 2104 ± 8 Ma) are similar to the younger ages reported for the Vertentes Complex. The Vertentes Complex has U-Pb ages up to 2162 ± 7 Ma, but most range from 2125 ± 7 Ma to 2109 ± 17 Ma (Neves et al., 2006b, 2015b; Brito Neves et al., 2013). The Bezerros orthogneisses and Vertentes Complex also share some geochemical similarities. Their samples plot in the transition zone between the metaluminous and peraluminous fields, have moderately fractionated chondrite-normalized REE patterns, and negative Nb, P and Ti anomalies in primitive mantle normalized multi-elemental diagrams (Neves et al., 2015b; this study). The low contents in HFSE impart a volcanic arc signature for both units (Figs. 13a and 13b), suggesting their genesis in a subduction zone setting. In spite of these similarities, the Vertentes Complex shows a large range of SiO₂ content and has calc-alkaline signature (Neves et al., 2006b, 2015b), whereas the Bezerros orthogneiss has high silica content (69.6 - 73.7 wt.%) and characteristics more similar to the TTG (tonalite–trondhjemite–granodiorite) suite (e.g., O'Connor, 1965; Barker and Arth, 1976; Martin, 1986; Drummond and Defant, 1990), in particular to low pressure TTGs (Moyen, 2011). All major elements characteristics usually ascribed to TTGs (SiO₂ > 64 wt.%, 3 wt.% < Na₂O < 7 wt.%, low K₂O/Na₂O, Fe₂O_{3t} + MgO + MnO + TiO₂ $\approx$ 5 wt.%; Barker, 1979; Moyen, 2011 and references therein) are found in the Bezerros orthogneiss: 69-74 wt.% SiO₂, 3.61-4.18wt.% Na₂O, , Na₂O/K₂O ratio up to 4, $3.82 < \text{Fe}_2\text{O}_{3t} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 4.91$ wt.% (excepting for one sample with

7.39 wt.%). Some other geochemical characteristics differ from classical high and medium pressure TTGs: the analyses do not follow the trondhjemitic trend in the cationic K-Na-Ca diagram (Fig. 12e), the Sr/Y ratio is relatively low (Fig. 13d), and chondrite-normalized REE patterns are not strongly fractionated, except for one sample. However, the analyses are similar to those of low pressure TTGs (Moyen, 2011): they plot in the field of low pressure TTGs in the ternary Ab-An-Or and cationic K-Na-Ca diagrams (Figs. 12d and 12e) and inside or close to it in the Nb versus Y, Ta versus Yb, and $(La/Yb)_N$ versus Yb_N diagrams (Figs. 13a-c).

Given the affinity of the Bezerros orthogneiss with low pressure TTGs, a similar source can be inferred. There is a general agreement that TTGs are generated by partial melting of metamorphosed mafic rocks (garnet amphibolites or eclogites) (e.g., Wolf and Wyllie, 1994; Rapp and Watson, 1995; Martin, 1999; Foley et al., 2002). The main hypotheses for the tectonic setting of formation are: (a) partial melting of metabasalts from the subducting oceanic slab in magmatic arcs; and (b) partial melting of the base of thickened magmatic arcs (e.g., Polat, 2012) or of oceanic plateaux (e.g., Bédard, 2006). Neves et al. (2015b) proposed the existence of a north-dipping subduction zone that would be responsible for the genesis of the Vertentes Complex through partial melting of the mantle wedge, with the parental magma evolving through fractional crystallization. In the case of the Bezerros orthogneiss, one possibility is that the parental magma was produced by partial melting of garnet-amphibolite from the subducting oceanic plate (Fig. 16a), which is consistent with its location south of the Vertentes Complex. Arrival at the trench of young, warm oceanic crust could explain the change of mantle wedge-melting to slab melting (e.g., Peacock and Wang, 1999). Other possibility is that warming due to slab break-off (e.g., Davies and Von Blanckenburg, 1995) or due to extension during a period of slab retreat led to partial melting of the base of earlier formed forearc crust (Figs. 16b and 16c). In the first scenario, the K-

enrichment observed in the cationic K-Na-Ca diagram (Fig. 12e) could result from assimilation of sediments by the magma whereas in the other it could result by melting of an already differentiated crust. In both cases, relatively low Sr/Y ratios would be consequence of the low pressure of melting.

6.2. Neoproterozoic evolution

6.2.1 Encruzilhada de São João orthogneiss

The Encruzilhada de São João orthogneiss has an age of 639 ± 5 Ma, which is slightly younger than the 657-652 Ma age of the Altinho orthogneiss (Neves et al., 2015a; Teixeira, 2015). However, these orthogneisses share many similarities. Both are medium/coarse-grained, have feldspar porphyroclasts, and show alternation of biotite and amphibole layers with quartz-feldspar layers. Geochemically, most data from the Encruzilhada de São João orthogneiss (this study) are consistent with those from the Altinho orthogneiss (Da Silva Filho et al., 2008; Mariano et al., 2008; Neves et al., 2012a, 2015a; Teixeira, 2015). Both orthogneisses plot in the magnesian field and are dominantly alkali-calcic. They differ from typical calc-alkaline granites by the absence of negative Sr and Ta anomalies. The mantle-normalized trace elements diagrams show negative Nb, P and Ti anomalies and the chondrite-normalized REE patterns negative Eu anomaly. From this, we can suggest that their genesis is related to similar sources and/or petrogenetic process. We suggest that intrusion of the protolith of the Encruzilhada de São João orthogneiss occurred during the transitional stage from extension to shortening, at the beginning of the Brasiliano Orogeny.

6.2.2 The EPSZ: a terrane boundary?

The contrasting ages of the Bezerros (2.11-2.10 Ga) and Encruzilhada de São João (639 Ma) orthogneisses, located north and south of the EPSZ, respectively, could be taken as

evidences that the EPSZ represents a terrane boundary, thus supporting the accretionary model proposed by some authors for the Borborema Province (Brito Neves et al., 2000; Santos et al., 2010). However, Paleoproterozoic orthogneisses are also present immediately to the south of the EPSZ. Close to the study area, an orthogneiss dated by the lead evaporation method west of the area yielded a minimum age of 2075 ± 7 Ma (Neves et al., 2004) and an orthogneiss east of it dated by LA-ICP-MS gave an age of 2102 ± 11 Ma (Teixeira, 2015). Those ages are within error identical to those of the Bezerros orthogneiss. Furthermore, metasedimentary rocks with comparable provenance and maximum deposition age occur in both the Rio Capibaribe (Neves et al., 2006b, 2009; Brito Neves et al., 2013) and Pernambuco-Alagoas (Neves et al., 2009, 2015a; Da Silva Filho et al., 2014) domains. Finally, the Caruaru orthogneiss (Neves et al., 2012b), south of the EPSZ, and the Timbaúba Complex (Guimarães et al., 2011), north of the EPSZ, have similar Concordia ages of 618 ± 4 Ma and 616 ± 5 Ma, respectively, indicating coeval magmatism in both domains.

The younger $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of 618 ± 12 Ma and 615 ± 17 Ma found at the rims of two zircon grains from the granitic migmatized and Encruzilhada de São João orthogneisses, respectively, are suggested to date the development of their gneissic foliation. This foliation is truncated by the mylonitic foliation of the EPSZ, supporting the view of the EPSZ as a late strike-slip structure developed during the advanced stages of the Brasiliano Orogeny rather than as a terrane boundary. Its age is bracketed by the 591 ± 4 Ma age of a monazite grain from the Bezerros orthogneiss and by the 575 ± 17 Ma age of a young zircon grain in the Encruzilhada de São João orthogneiss. These ages are interpreted as due to heating related to emplacement of the early-transcurrent 592-588 Ma-old Caruaru-Arcoverde batholith (Guimarães et al., 2004; Neves et al., 2004) and of syn-transcurrent two-mica granites dated at 573 ± 4 Ma (Neves et al., 2008). The strong retrogression of hornblende to actinolite+epidote (Fig. 6b) in magmatic rocks intruded as dike swarms along the EPSZ indicates deformation at

low temperature, suggesting a late emplacement age, possibly during the waning stages of strike-slip motion.

7. Conclusion

North of the EPSZ, the Paleoproterozoic Bezerros orthogneiss (~ 2.1 Ga) shows geochemical characteristics similar to the low pressure TTGs (e.g., high silica, sodium and aluminum contents; high $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio; relatively low $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$), which suggest its protolith was generated by partial melting of metabasalts transformed into garnet amphibolite, probably in a subduction-zone setting. South of the EPSZ, the Neoproterozoic Encruzilhada de São João (639 Ma) and migmatized granitic (645 Ma) orthogneisses have similar ages to the previously dated Altinho orthogneiss (~ 650 Ma), indicating that they belong to the same magmatic event. Their emplacement possibly occurred at the transition from an extensional to a contractional setting, which was previously proposed to occur in the 640–630 Ma interval. The age of the Bezerros orthogneiss is similar to that of Paleoproterozoic orthogneisses that occur immediately south of the EPSZ. This finding and several geological similarities between the Rio Capibaribe and Pernambuco-Alagoas domains characterize the EPSZ as an intracontinental shear zone. The onset of the EPSZ development is given by a younger Neoproterozoic age of 591 ± 4 Ma from a monazite grain.

Acknowledgements

RHMF and JPSB thank scholarship from the Brazilian agencies *Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior* (CAPES) and *Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico* – CNPq, respectively. This research was funded through grant 449447/2014-6 (CNPq) to SPN. The authors thank the detailed comments by Zorano de Souza and an anonymous reviewer, which greatly helped to improve the paper.

References

- Barker, F., 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin. In: F. Barker (Editor), Trondhjemites, dacites, and related rocks. Developments in Petrology. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-12.
- Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondhemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4, 596-600.
- Bédard, J.H., 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1188-1214.
- Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.P., Caby, R., Bertrand, J.M., 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology*, 22, 641-644.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Eds.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 63-114.
- Brito Neves, B.B., 1983. O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Ph.D. thesis, Universidade de São Paulo, 177 p.
- 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, 240-250.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C., Kozuch, M., 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25, 279–296.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.),

- Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 151-182.
- Brito Neves, B.B., Spröesser, 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*, 13, 97-122.
- Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central–western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 133-159.
- Da 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.
- Da Silva Filho, A.F., Luna, E.B., Gomes, H.A., Osako, L.S., 2008. Geologia da Folha Garanhuns – SC.24-X-B-VI, escala 1:100.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Da Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R., Armstrong, R., Silva, J.M.R., Osako, L., Concentino, L., Lima, D., 2014. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco-Alagoas domain, southern part of Borborema Province, NE Brazil. *International Journal of Earth Sciences - Geologische Rundschau*, 103, 2155-2190.
- Daly, M.C., 1988. Crustal Shear Zones in Central Africa: a Kinematic Approach to Proterozoic Tectonics. *Episodes*, 11, 5-11.
- Davies, J.H., von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129, 85-112.

- Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, 21503–21521.
- Foley, S., Tiepolo, M., Vannucci, R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417, 837-840.
- Frost, B.R., Barnes, C., Collins, W., Arculus, R., Ellis, D., Frost, C., 2001. A chemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Guimarães, I.P., da Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araújo, J.M.M., Melo, S.C., Melo, E.B., 2004. Brasileiro (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, 135, 23-53.
- Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Macambira, M.B., Armstrong, R., 2011. U–Pb SHRIMP data constraints on calc-alkaline granitoids with 1.3–1.6 Ga Nd T_{DM} model ages from the central domain of the Borborema province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 31, 383-396.
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006. Interpretation of Whole-Rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47, 1255-1259.
- Ludwig, K.R., 2000. Isoplot/Ex 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 1a, 58 p.
- Mariano, G., Neves, S.P., Silva, J.M.R., Correia, P.B., 2008. Geologia da Folha Belo Jardim – SC.24-X-B-III, escala 1:100.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14, 753–756.

- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46, 411-429.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
- Medeiros, V.C., Torres, H.H.F., Gomes, H.A., 2000. Geologia da Folha Sumé – SB.24-Z-D-V, escala 1:100.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Moyen, J.F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, 123, 21-36.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757–775.
- Neves, S.P., 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, 22, 1031, doi:10.1029/2001TC001352.
- Neves, S.P., 2015. Constrains from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province: Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 150-164.
- Neves, S.P., Alcantara, V.C., 2010. Geochemistry of orthogneisses and metasedimentary rocks across a proposed terrane boundary in the Central Domain of Borborema Province, NE Brazil: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 498-511.
- Neves, S.P., Mariano, G., 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 21, 1369-1383.

- Neves, S.P., Mariano, G., 2001. Província Borborema: Orógeno acrescionário ou intracontinental? *Estudos Geológicos*, 11, 26-36.
- Neves, S.P., Vauchez, A., 1995. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco shear zones; state of Pernambuco). *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 289-298.
- Neves, S.P., Vauchez, A., Archanjo, C.J., 1996. Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil. *Tectonophysics*, 262, 349-364.
- 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., Melo, S.C., Moura, C.A.V., Mariano, G., Silva, J.M.R., 2004. Zircon Pb-Pb Geochronology of the Caruaru Area, Northeastern Brazil: Temporal Constraints on the Proterozoic Evolution of Borborema Province. *International Geology Review*, 46, 52-63.
- Neves, S.P., Mariano, G., Correia, P.B., Silva J.M.R., 2006a. 70 m.y. of synorogenic plutonism in eastern Borborema Province (NE Brazil): temporal and kinematic constraints on the Brasiliano Orogeny. *Geodinamica Acta* 19, 213-237.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2006b. 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., Bosch, D., da Silva, J.M.R., Mariano, G., 2008. U–Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): timing

- of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 285-297.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Silva, J.M.R., Bosch, D., Alcantara, V.C., Lima, C.M., 2009. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? *Precambrian Research*, 175, 187-205.
- Neves, S.P., Mariano, G., Silva, H.M.R., 2012a. Geologia da Folha Caruaru – SC.25-V-A-I, escala 1:100.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Neves, S.P., Monié, P., Bruguier, O., Silva, J.M.R., 2012b. Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 38, 129-146.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2015a. From extension to shortening: dating the onset of the Brasiliano Orogeny in eastern Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 238-256.
- Neves, S.P., Lages, G.A., Brasilino, R.G., Miranda, A.W., 2015b. Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): Geochronological and geochemical evidence from the Central Domain. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 165-187.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Silva, J.M.R., 2016. The transition zone between the Pernambuco-Alagoas Domain and the Sergipano Belt (Borborema Province, NE Brazil): Geochronological constraints on the ages of deposition, tectonic setting and metamorphism of metasedimentary rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 72, 266-278.

- Neves, S.P., Mariano, G., Silva, J.M.R., 2017. Geologia e recursos minerais da Folha Surubim – SC.25-Y-C-IV, escala 1:100.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- O'Connor, J. T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. US Geological Survey Professional Paper B, 525, 79–84.
- Peacock, S.M., Wang, K., 1999. Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: examples from southwest and northeast Japan. *Science*, 286, 937-939.
- 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, 956-983.
- Polat, A., 2012. Growth of Archean continental crust in oceanic island arcs. *Geology*, 40, 383-384.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36, 891-931.
- Sá, J.M., Bertrand, J.M., Leterrier, J., Macedo, M.H.F., 2002. Geochemistry and geochronology of pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 851-866.
- Santos, E.J., Medeiros, V.C., 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 73-84.
- Santos, E.J., Ferreira, S.A., Silva Jr., J.F., 2002. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Paraíba. Ministério de Minas e Energia – Secretaria de Minas e Metalurgia. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- 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, 61-76.

- Tapponnier, P., Peltzer, G., Armijo, R., 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. Geological Society, London, Special Publications, 19, 115-157.
- Teixeira, C.M.L., 2015. Evolução Crustal dos Domínios Central e Pernambuco-Alagoas da Província Borborema na Folha Vitória de Santo Antão (Pernambuco, Nordeste do Brasil). Tese de doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, 182 p.
- Tommasi, A., Vauchez, A., 1997. Continental-scale rheological heterogeneities and complex intraplate tectono-metamorphic patterns: insights from a case-study and numerical models. Tectonophysics, 279, 327-350.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Da Silva Filho, A., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. Geological Society, London, Special Publications, 294, 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. Journal of South American Earth Sciences, 31, 227-252.
- Vauchez, A., Egydio-Silva, M., 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: The West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. Geology, 20, 1007-1010.
- Vauchez, A., Nicolas, A., 1991. Mountain building: Strike-parallel motion and mantle anisotropy. Tectonophysics, 185, 183-201.
- Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 8, 247-266.
- Wolf, M.B., Wyllie, P.J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. Contributions to Mineralogy and Petrology, 115, 369-383.

Figure 1

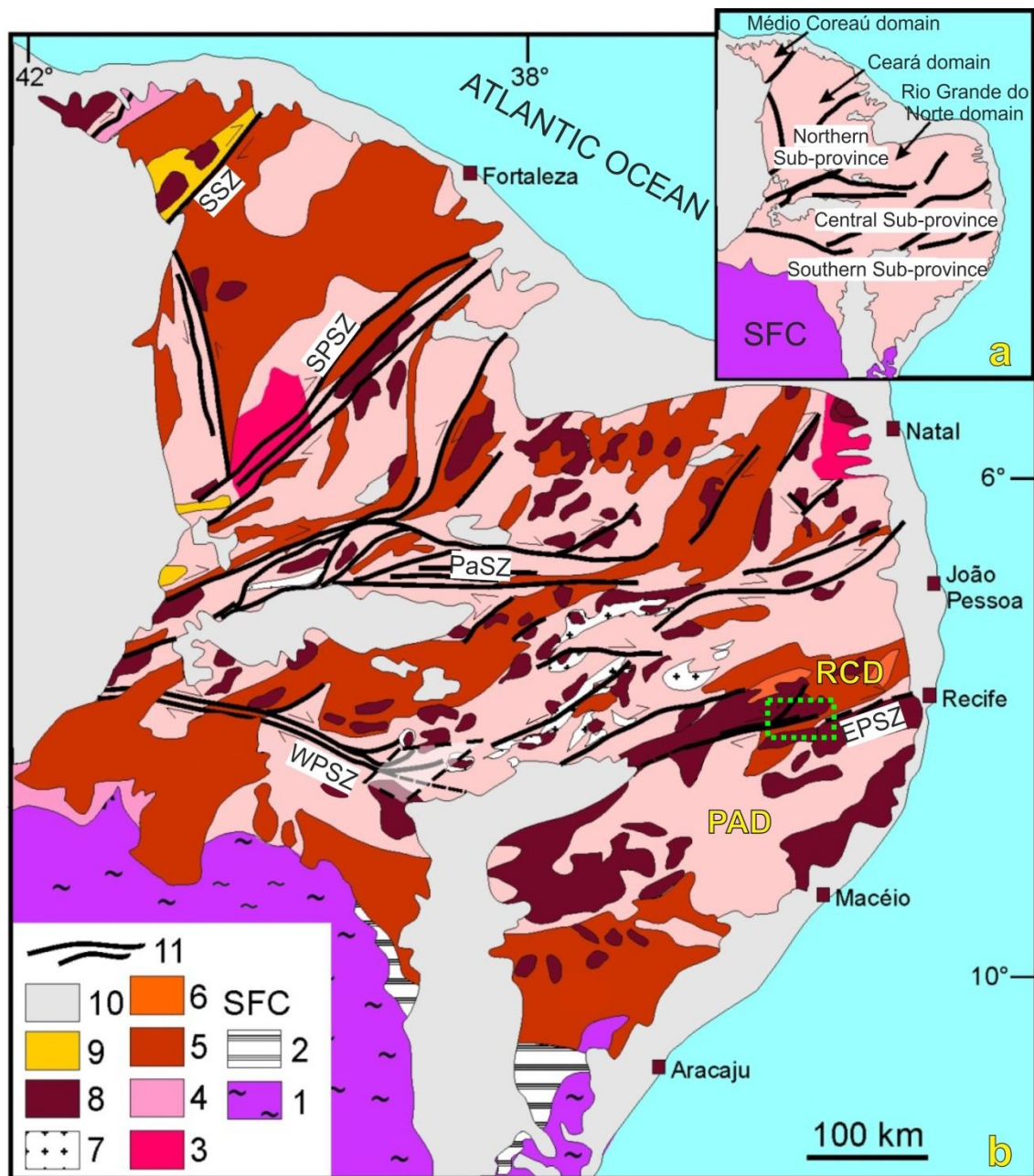


Figure 1. (a) Sketch map of the main Borborema Province domains. SFC: São Francisco craton. (b) Simplified geological map showing the main areas of basement orthogneiss exposure, supracrustal sequences, Brasiliano plutons and shear zones. 1: São Francisco craton, 2: Cratonic cover, 3: Archean, 4: Paleoproterozoic, 5: Metasedimentary belts (mostly Neoproterozoic), 6: Paleo/Mesoproterozoic complexes, 7: Tonian orthogneisses, 8: Brasiliano plutons, 9: Molasses, 10: Phanerozoic cover, 11: Main transcurrent shear zones: SSZ – Sobral; SPSZ – Senador Pompeu; PaSZ – Patos; EPSZ – East Pernambuco; WPSZ – West Pernambuco. RCD – Rio Capibaribe domain, PAD – Pernambuco-Alagoas domain. Cities: Fortaleza, Natal, João Pessoa, Recife, Macéio, Aracaju. The approximate location of Fig. 2 (study area) is highlighted. Figure adapted from Neves (2003).

Figure 2

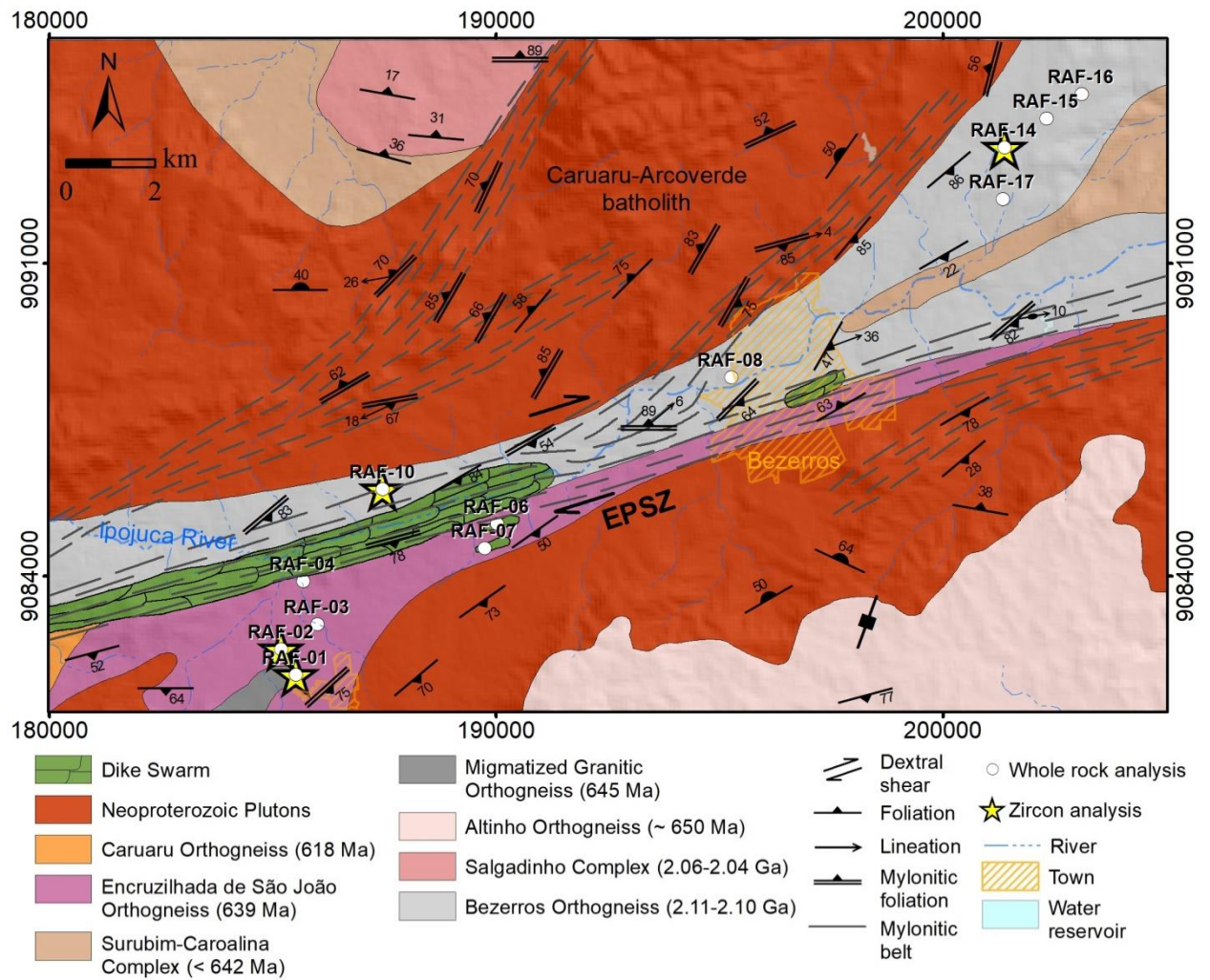


Figure 2. Simplified geological map of the study area showing the location of the analyzed samples. EPSZ- East Pernambuco shear zone. Datum WGS 84, UTM zone 25S.

Figure 3

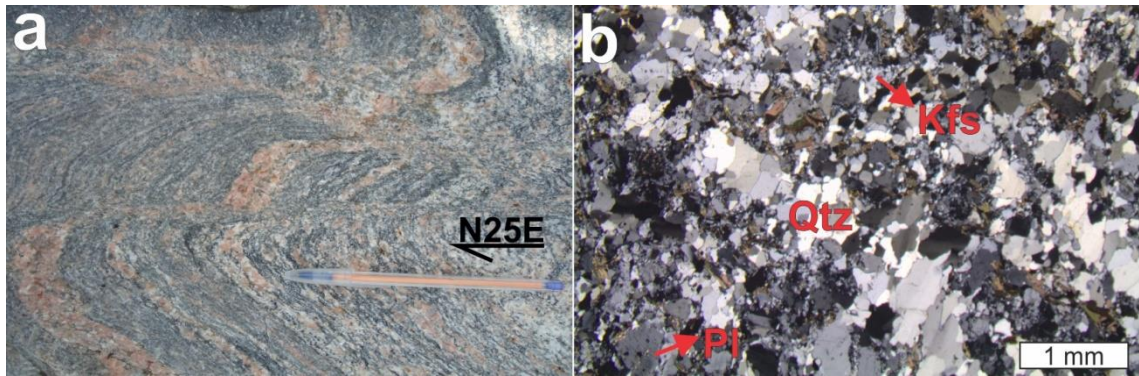


Figure 3. Field and microstructural aspects of the migmatized granitic orthogneiss. (a) Folded migmatitic banding (horizontal section). (b) Thin section of mesosome showing alternation between recrystallized quartz ribbons and feldspathic-rich levels (crossed polarizers). Kfs: K-feldspar, Pl: plagioclase, Qtz: quartz.

Figure 4

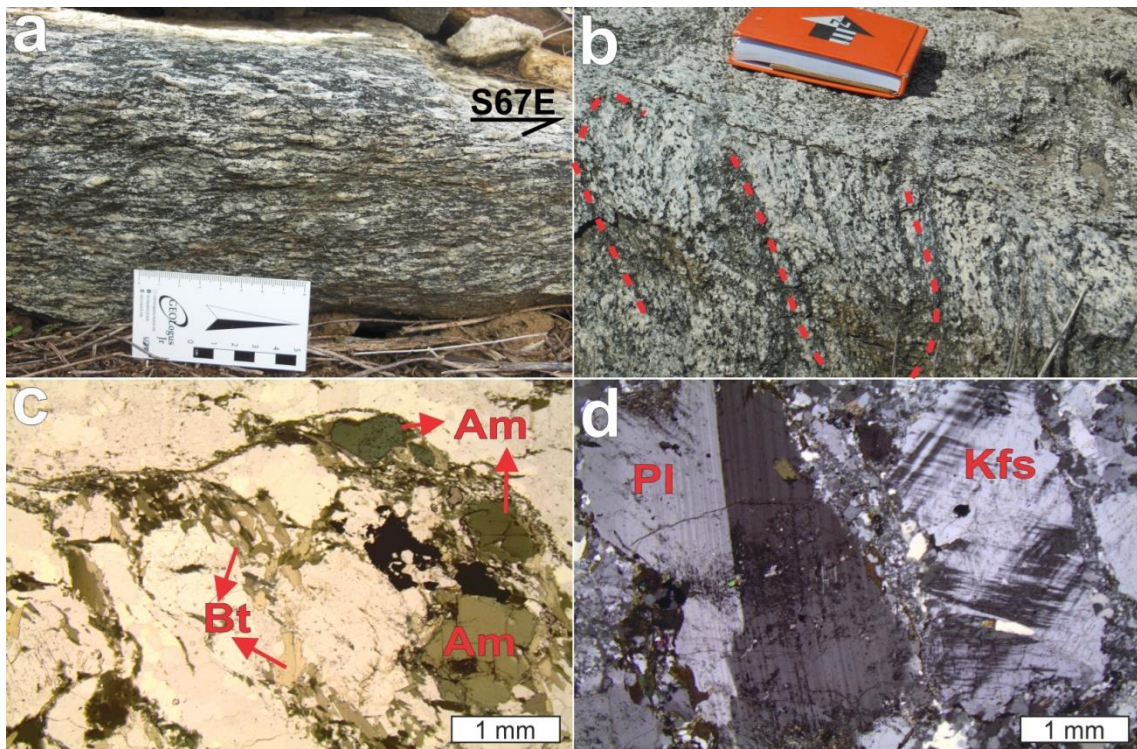


Figure 4. Field and microstructural aspects of the Encruzilhada de São João orthogneiss. (a, b) Vertical sections showing granitic to granodioritic orthogneiss with sub-horizontal foliation (a) and with subvertical foliation (b) due to upright folds (highlighted by the dashed red lines). (c, d) Photomicrographs showing foliation defined by biotite and amphibole (c; plane polarized light) and plagioclase and K-feldspar porphyroclasts surrounded by fine-grained feldspar aggregates resulting from dynamic recrystallization (d; crossed polarizers). Am: amphibole, Bt: biotite, Kfs: K-feldspar, Pl: plagioclase.

Figure 5

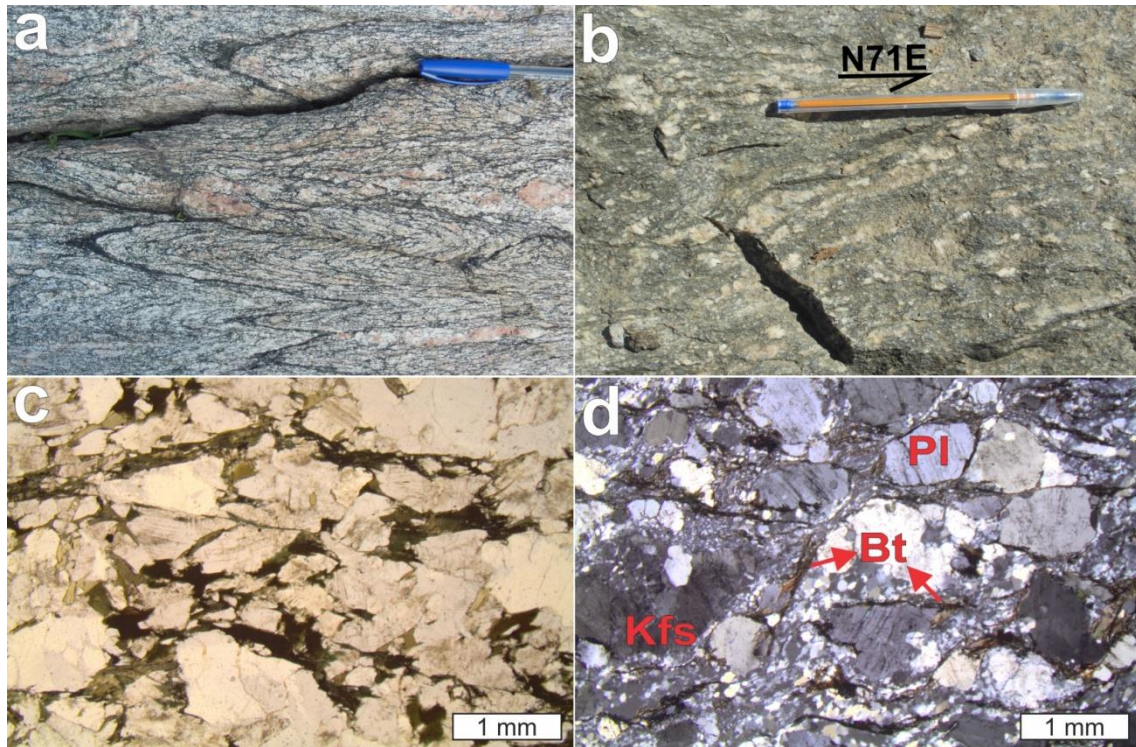


Figure 5. Field and microstructural aspects of the Bezerros orthogneiss. (a, b) Horizontal sections showing folded gneissic foliation (a) and mylonitic foliation resulting from deformation by the EPSZ (b). (c, d) Photomicrographs showing gneissic foliation defined by the shape preferred orientation of biotite separating quartz-feldspathic bands (c; plane polarized light), and S-C fabric in sample deformed by the EPSZ (d; crossed polarizers). Bt: biotite, Kfs: K-feldspar, Pl: plagioclase.

Figure 6



Figure 6. Field and microstructural aspects of the samples from the dike swarms. (a) Fine-grained equigranular orthogneiss dipping to the west (right of photo). (b) Thin section showing alternation of quartz-feldspathic bands and mafic bands composed by amphibole and epidote aggregates (plane polarized light). Am: amphibole, Ep: epidote.

Figure 8

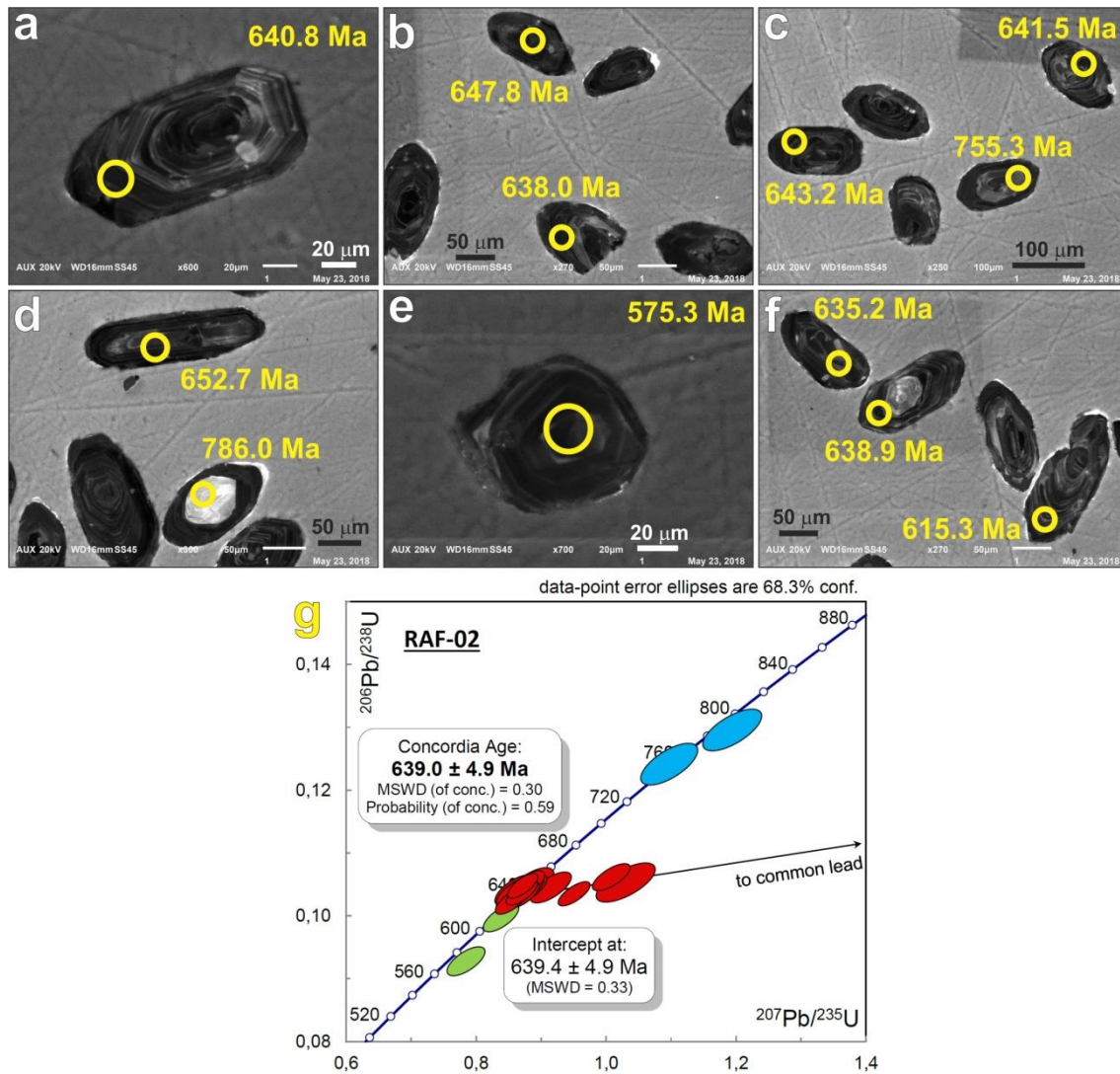


Figure 8. (a-f) Representative cathodoluminescence images of zircon grains from the Encruzilhada de São João orthogneiss (RAF-02). The spots and respective $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages (in Ma) are marked in yellow. (g) U-Pb concordia diagram for the analyzed zircon grains. Analyses represented by red ellipses were used to determine the age of crystallization. Younger (green ellipses) and older (blue ellipses) ages are interpreted, respectively, as resulting from metamorphic overprint and as inherited zircon grains.

Figure 9

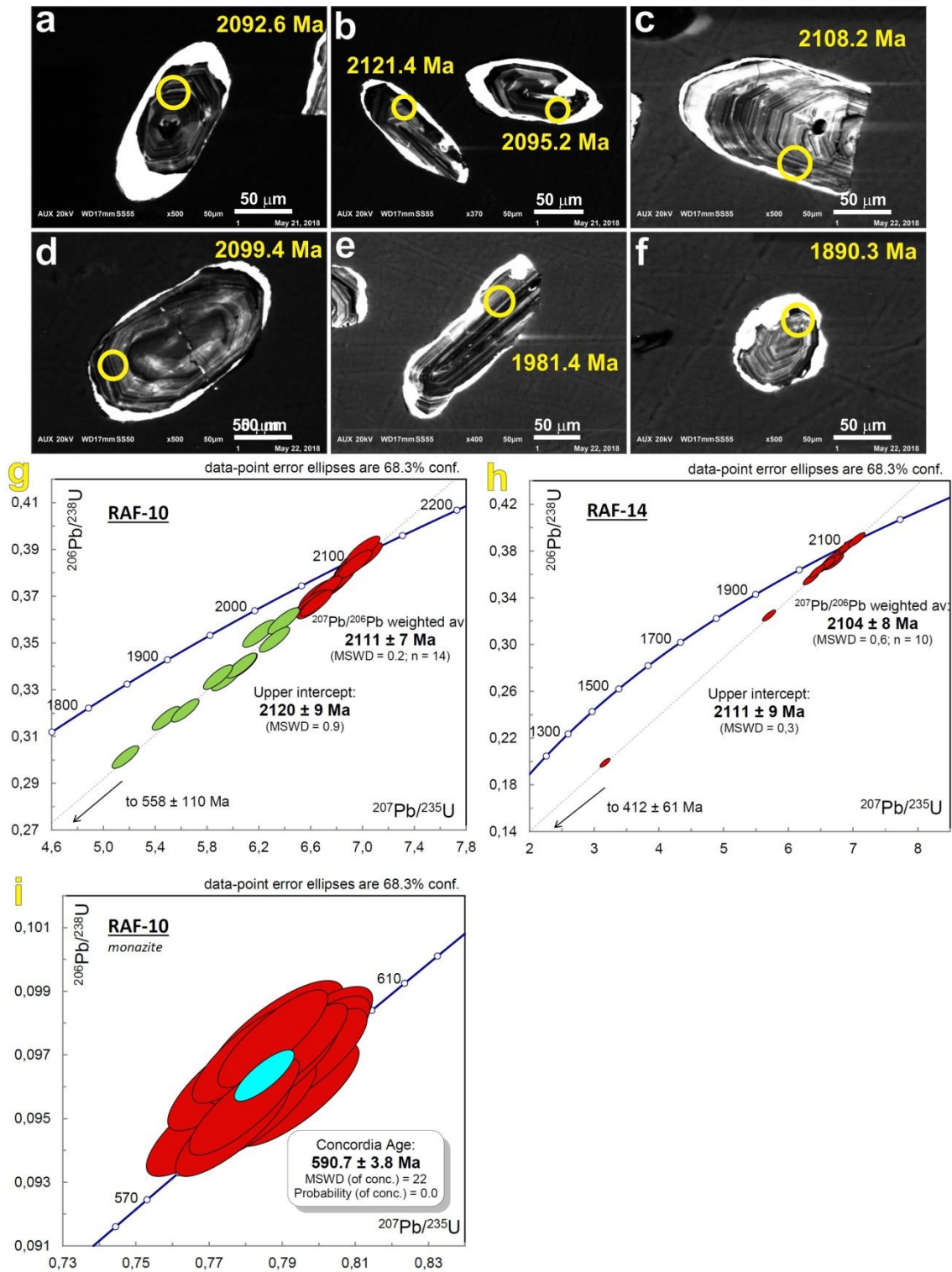


Figure 9. (a-f) Representative cathodoluminescence images of zircon grains from the Bezerros orthogneiss (RAF-10). The spots and respective $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ or $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (in Ma) are marked in yellow. (g-i) U-Pb concordia diagrams for the analyzed zircon grains (g, h) and for monazite (i).

Figure 10

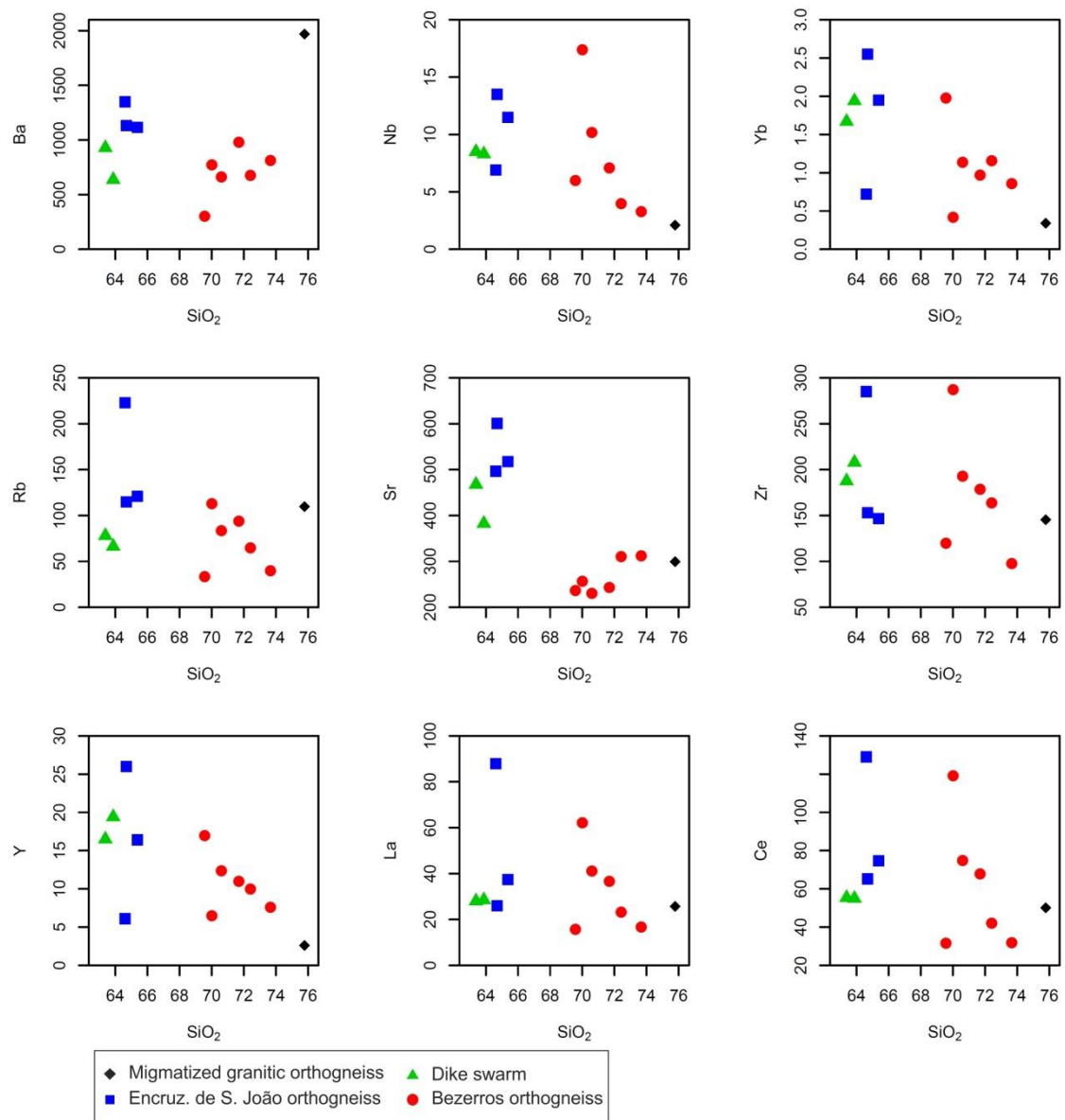
Figure 10. Binary diagrams for some trace elements considering SiO_2 as the differentiation index.

Figure 11

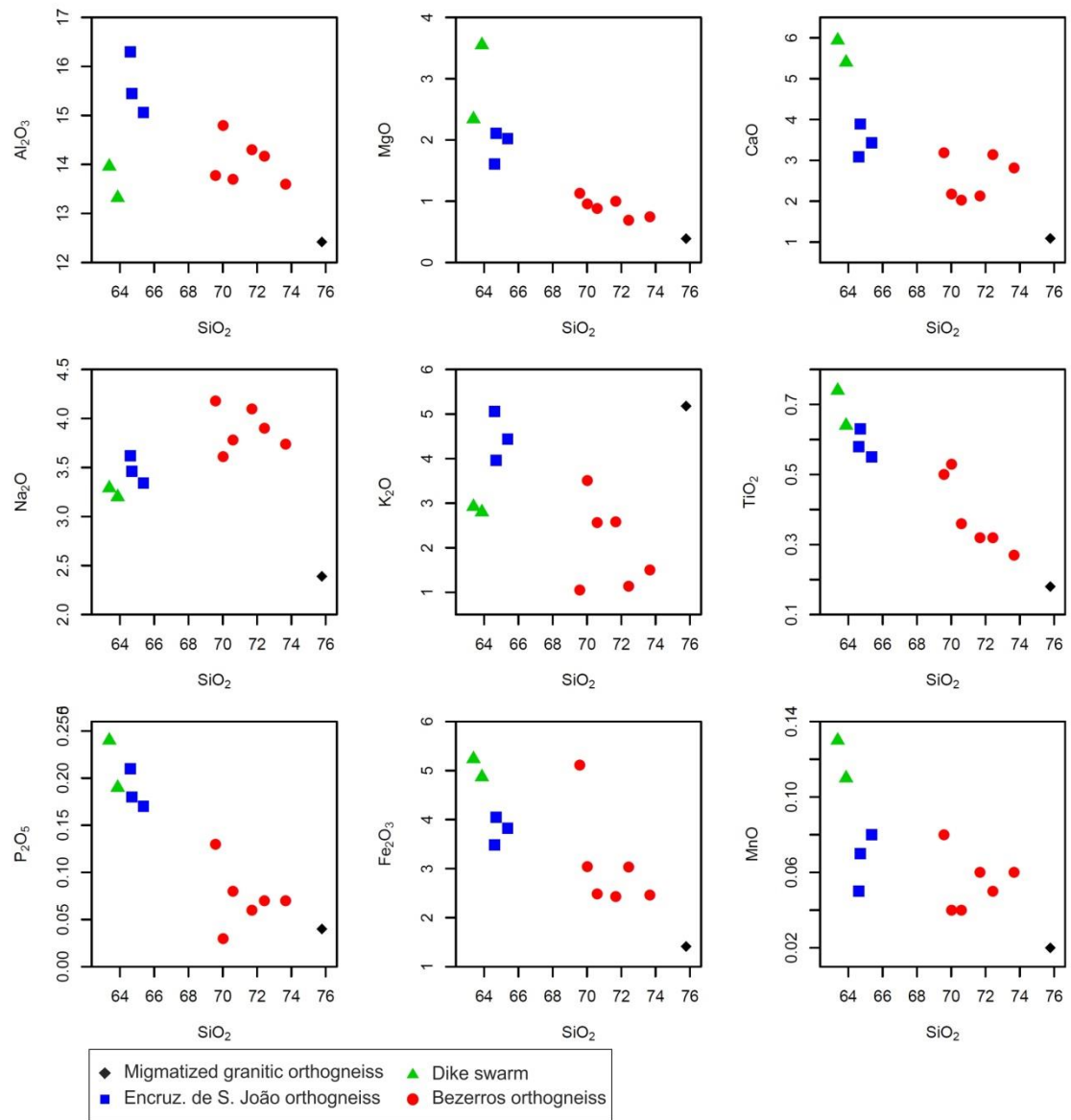
Figure 11. Binary diagrams for oxides considering SiO_2 as the differentiation index.

Figure 12

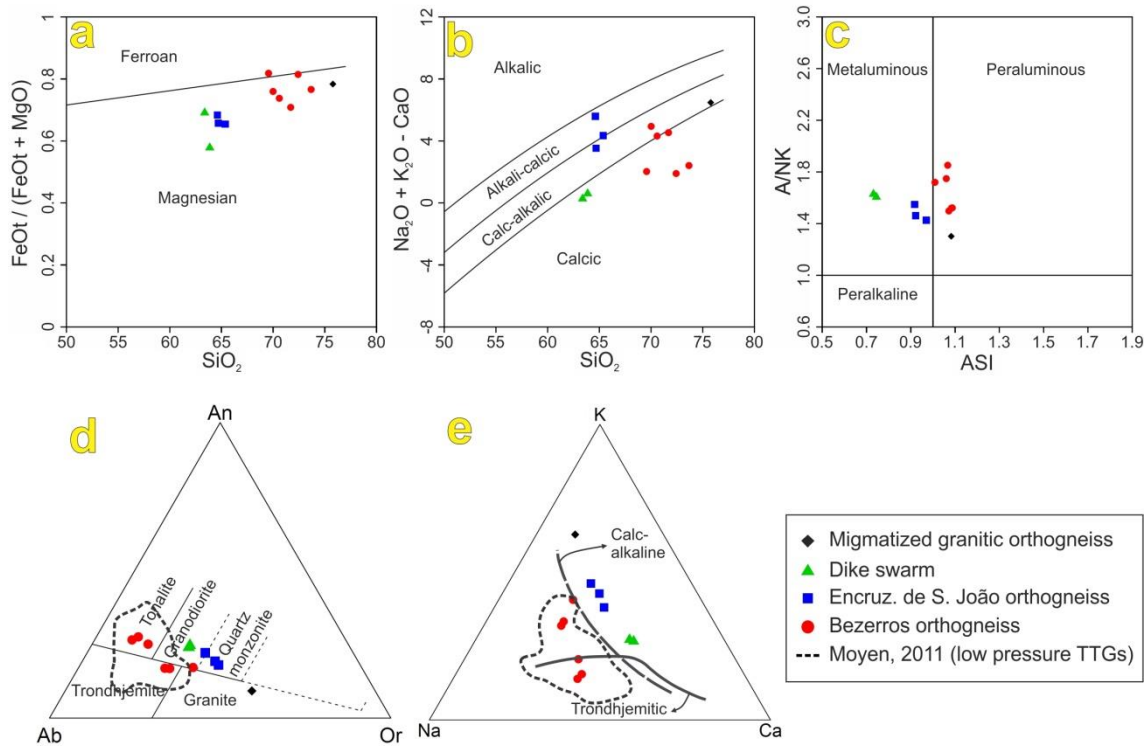


Figure 12. (a-c) Major elements characteristics of the studied orthogneisses. (a) $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ versus SiO_2 , (b) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ versus SiO_2 and (c) A/NK [$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$] versus ASI (aluminum saturation index; $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ in mol) diagrams of Frost et al. (2001). (d-e) Triangular classification diagrams: (d) Ab-An-Or diagram of O'Connor (1965) based on CIPW-normative contents of albite (Ab), anorthite (An) and orthoclase (Or); (e) K-Na-Ca diagram of Barker and Arth (1976).

Figure 13

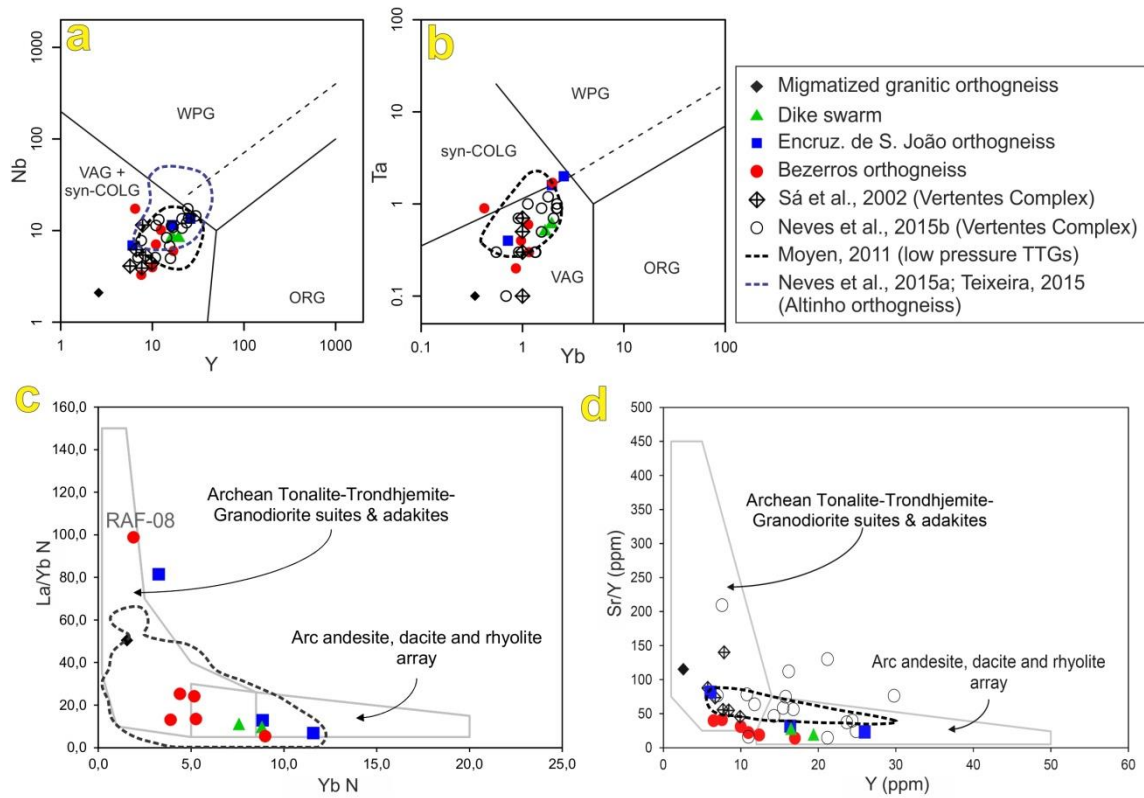


Figure 13. (a, b) Trace elements tectonic discrimination diagrams (Pearce et al., 1984). syn-COLG: syn-collision granites; VAG: volcanic arc granites; WPG: within plate granites; ORG: ocean ridge granite. (c) $(La/Yb)_N$ versus Yb_N diagram (Martin, 1986) using normalizing values of Nakamura (1974). (d) Sr/Y versus Y diagram (Drummond and Defant, 1990).

Figure 14

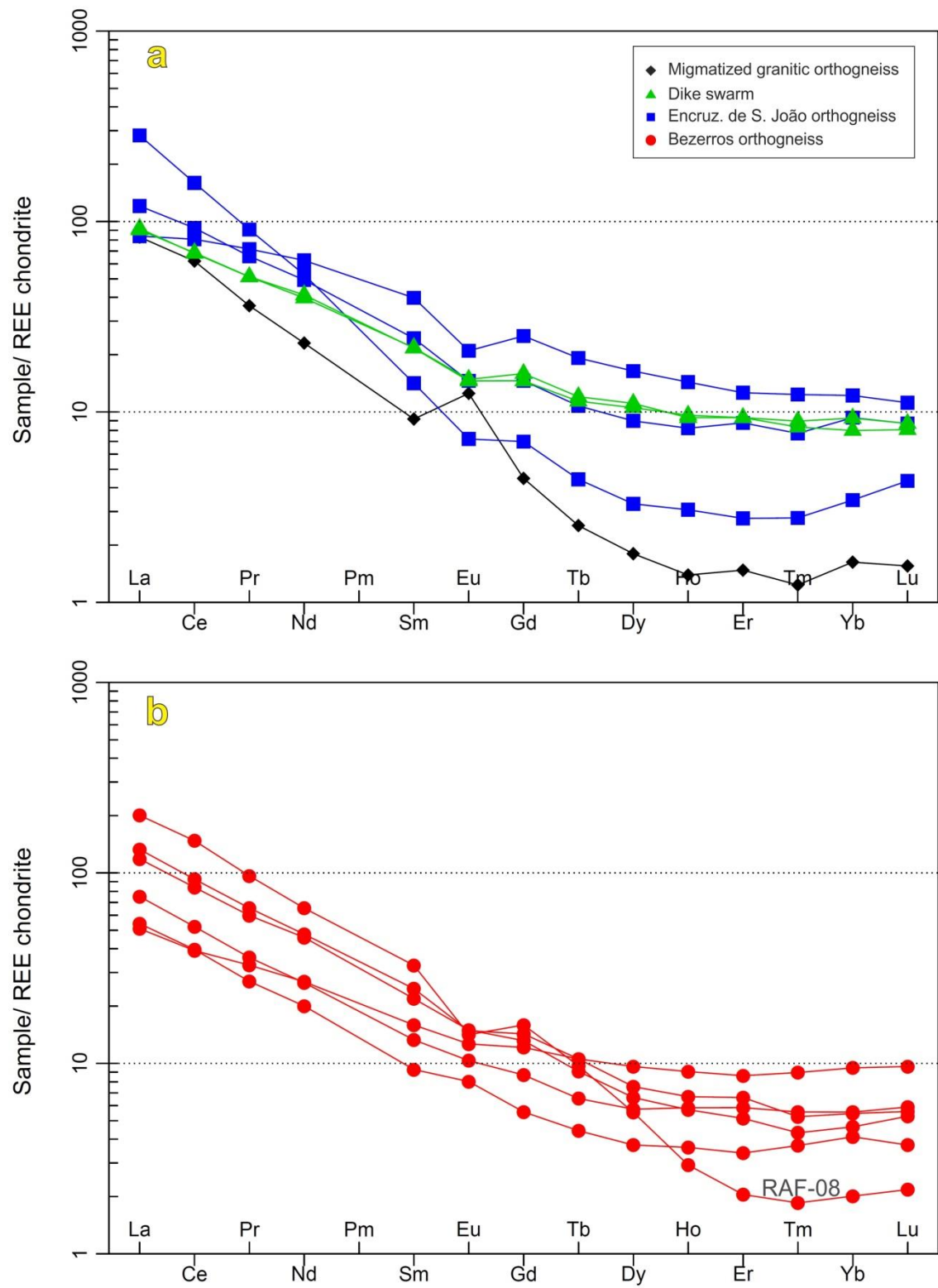


Figure 14. Chondrite normalized (Boynton, 1984) REE patterns of orthogneisses south (a) and north (b) of the EPSZ.

Figure 15

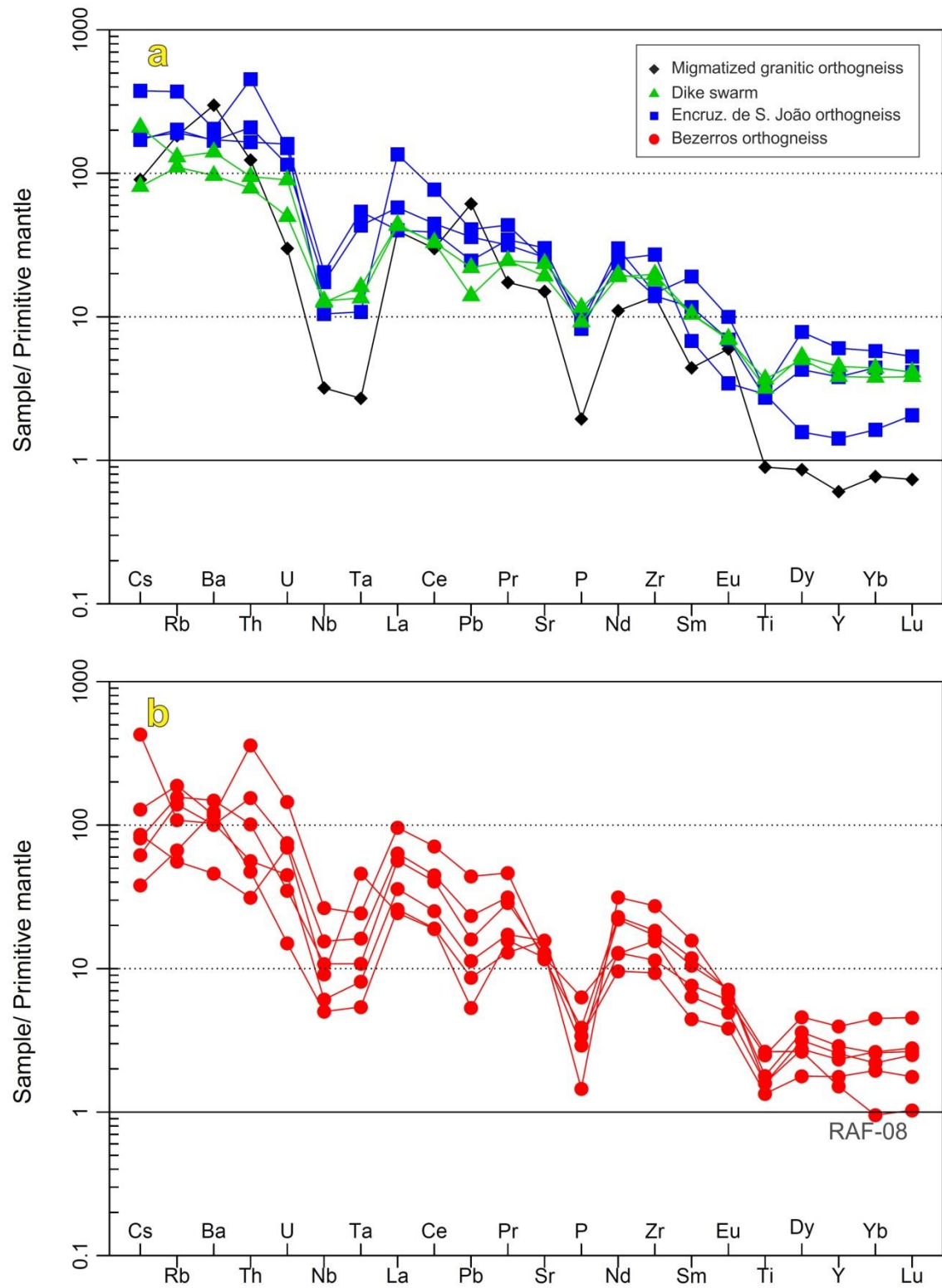


Figure 15. Primitive-mantle normalized (McDonough and Sun, 1995) trace elements diagrams of orthogneisses south (a) and north (b) of the EPSZ.

Figure 16

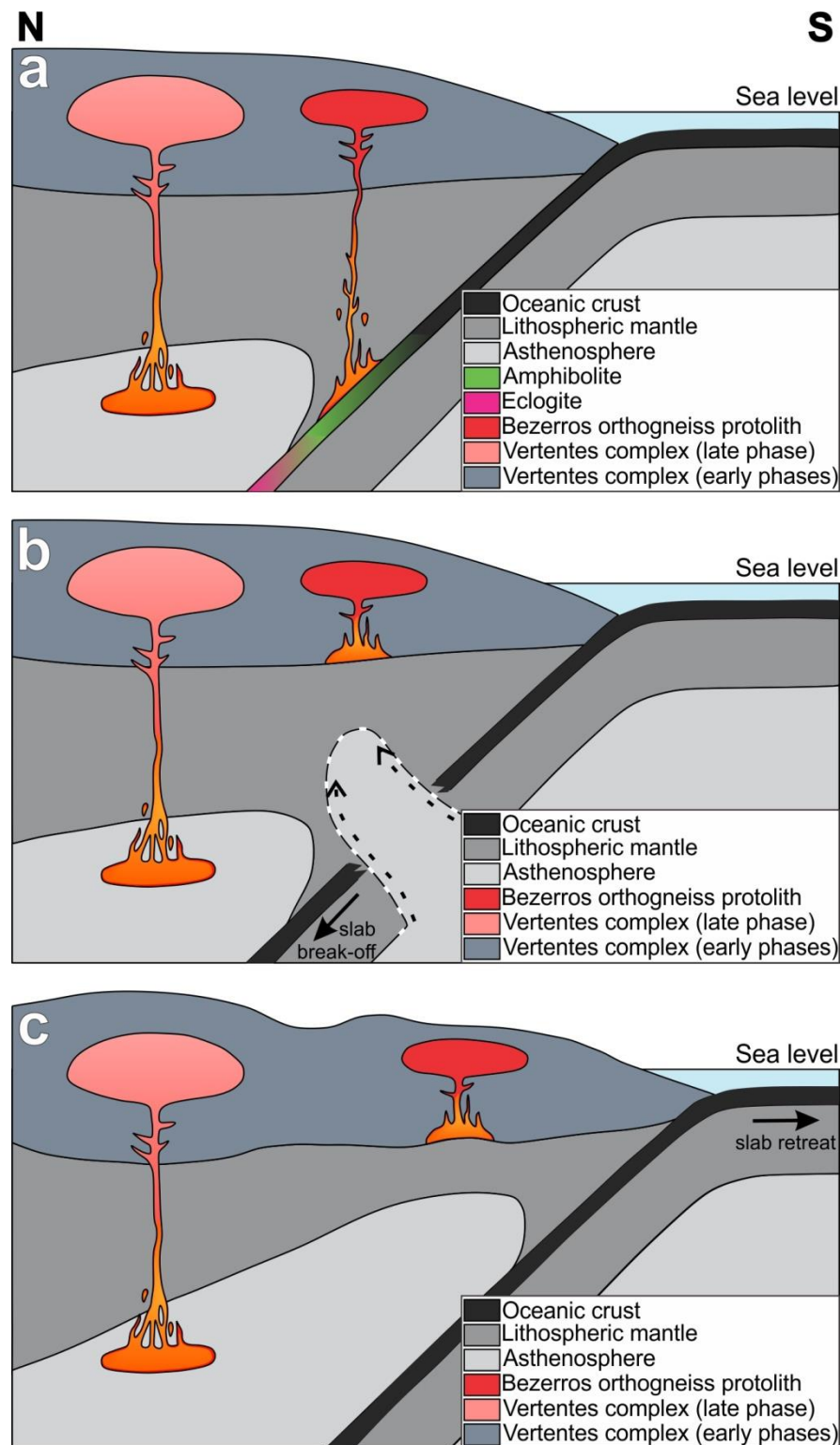


Figure 16. Possible geodynamic scenarios for the genesis of the protolith of the Bezerros orthogneiss concomitant with the last magmatic phases of the Vertentes Complex. (a) Partial melting of a warm oceanic slab. (b, c) Partial melting of the forearc crust due to warming resulting from asthenosphere upwelling during slab break-off (b) or extension-related slab retreat (c). See text for discussion.

Table 1. LA–ICP–MS U–Th–Pb results for zircons and monazite of the studied orthogneisses.

Sample	Pb*	Th	U	Th/	²⁰⁸ Pb/	²⁰⁷ Pb/	±	²⁰⁷ Pb/	±	²⁰⁶ Pb/	±	Rho	Apparent ages (Ma)				Disc
	(ppm)	(ppm)	(ppm)	U	²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb	(1σ)	²³⁵ U	(1σ)	²³⁸ U	(1σ)		²⁰⁶ Pb/	±	²⁰⁷ Pb/	±	
														²³⁸ U	(1s)	²⁰⁶ Pb	
RAF-01: Migmatized Granitic Orthogneiss																	
Zircon																	
Sa_1	44.9	93.4	424.6	0.22	0.15	0.0610	0.0011	0.8728	0.0175	0.1038	0.0011	0.51	636.5	6.2	639.2	36.6	0.4
Sa_2	43.3	124.1	369.3	0.34	0.24	0.0622	0.0011	0.9227	0.0191	0.1077	0.0011	0.51	659.2	6.6	679.3	37.7	3.0
Sa_3	12.2	41.3	101.3	0.41	0.29	0.0602	0.0017	0.8717	0.0276	0.1050	0.0014	0.42	643.8	8.1	610.8	60.9	-5.1
Sa_4	35.0	50.5	335.8	0.15	0.10	0.0617	0.0012	0.8941	0.0197	0.1052	0.0011	0.49	644.5	6.6	662.7	40.5	2.8
Sa_5	104.9	62.1	1071.3	0.06	0.04	0.0617	0.0009	0.8941	0.0150	0.1052	0.0010	0.56	644.8	5.8	662.0	29.6	2.7
Sa_6	12.5	31.6	107.2	0.29	0.22	0.0616	0.0018	0.9129	0.0292	0.1076	0.0014	0.42	658.5	8.4	658.9	61.1	0.1
Sa_7	64.0	58.4	641.5	0.09	0.06	0.0611	0.0017	0.8708	0.0269	0.1033	0.0014	0.44	633.9	8.2	643.5	58.3	1.5
Sa_8	11.7	27.0	105.2	0.26	0.19	0.0610	0.0018	0.8827	0.0292	0.1049	0.0014	0.41	643.2	8.4	639.9	63.6	-0.5
Sa_10	33.8	96.1	297.9	0.32	0.22	0.0610	0.0012	0.8794	0.0199	0.1046	0.0011	0.48	641.5	6.6	637.8	42.1	-0.6
Sa_12	67.6	190.5	592.3	0.32	0.21	0.0614	0.0015	0.8776	0.0235	0.1036	0.0013	0.46	635.5	7.4	654.7	50.2	3.0
Sa_13	38.6	103.7	332.2	0.31	0.21	0.0612	0.0016	0.9020	0.0256	0.1068	0.0014	0.45	654.4	7.9	647.3	53.5	-1.1
Sa_16	102.6	191.9	961.5	0.20	0.13	0.0618	0.0012	0.8903	0.0191	0.1045	0.0011	0.50	640.7	6.5	666.8	39.4	4.1
Sa_18	52.2	107.9	470.9	0.23	0.16	0.0633	0.0012	0.9302	0.0195	0.1065	0.0011	0.50	652.6	6.5	719.3	38.1	10.2
Sa_19	60.5	179.5	549.6	0.33	0.21	0.0611	0.0011	0.8486	0.0169	0.1007	0.0010	0.51	618.5	6.0	643.5	36.5	4.0
Sa_20	43.7	121.3	378.7	0.32	0.23	0.0611	0.0011	0.8860	0.0187	0.1051	0.0011	0.50	644.4	6.4	643.5	38.9	-0.1
Sa_21	52.1	164.6	584.1	0.28	0.19	0.0614	0.0012	0.8842	0.0195	0.1045	0.0011	0.49	640.7	6.6	652.2	40.7	1.8
Sa_22	35.4	38.8	393.5	0.10	0.07	0.0624	0.0015	0.9071	0.0250	0.1054	0.0013	0.45	646.1	7.7	688.2	51.5	6.5
Sa_23	46.0	53.8	505.1	0.11	0.07	0.0607	0.0011	0.8927	0.0192	0.1066	0.0011	0.49	653.1	6.6	629.3	39.9	-3.6
Sa_24	72.2	242.4	791.0	0.31	0.22	0.0630	0.0012	0.9291	0.0203	0.1069	0.0012	0.49	654.9	6.7	708.9	40.0	8.2
Sa_25	51.2	86.8	565.2	0.15	0.11	0.0604	0.0010	0.8827	0.0173	0.1059	0.0011	0.51	649.1	6.2	619.0	36.0	-4.6

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/ U	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1s)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (1s)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1s)	Rho	Apparent ages (Ma)				Disc (%)
					²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1s)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1s)									
RAF-02: Encruzilhada de São João orthogneiss																	
Zircon																	
Sd_21	52.0	114.8	466.7	0.25	0.17	0.0614	0.0008	0.8785	0.0163	0.1038	0.0014	0.70	636.3	7.9	653.6	28.1	2.7
Sd_22	83.6	201.0	727.9	0.28	0.22	0.0667	0.0008	0.9558	0.0159	0.1039	0.0013	0.72	637.5	7.3	828.1	23.9	29.9
Sd_23	55.0	147.0	491.8	0.30	0.20	0.0611	0.0008	0.8767	0.0157	0.1042	0.0013	0.71	638.7	7.7	641.0	26.9	0.4
Sd_24	70.4	156.9	631.5	0.25	0.18	0.0605	0.0007	0.8778	0.0151	0.1052	0.0013	0.71	644.8	7.5	622.2	25.8	-3.5
Sd_25	19.8	77.1	154.9	0.50	0.36	0.0613	0.0012	0.8897	0.0232	0.1053	0.0018	0.67	645.2	10.7	649.8	41.1	0.7
Sd_26	16.6	55.9	139.4	0.40	0.26	0.0601	0.0010	0.8652	0.0194	0.1045	0.0016	0.67	640.6	9.2	605.7	35.4	-5.4
Sd_27	46.2	110.5	410.1	0.27	0.18	0.0608	0.0009	0.8828	0.0186	0.1053	0.0015	0.69	645.2	8.9	632.9	32.6	-1.9
Sd_28	57.3	122.6	534.5	0.23	0.15	0.0607	0.0008	0.8604	0.0158	0.1027	0.0013	0.70	630.4	7.8	630.0	27.9	-0.1
Sd_29	13.2	19.6	98.1	0.20	0.15	0.0669	0.0012	1.1952	0.0294	0.1297	0.0022	0.68	786.0	12.3	833.1	37.3	6.0
Sd_30	111.7	379.6	908.0	0.42	0.28	0.0689	0.0009	1.0121	0.0189	0.1066	0.0014	0.71	652.7	8.2	895.4	27.0	37.2
Sd_31	38.7	98.5	362.2	0.27	0.18	0.0612	0.0009	0.8450	0.0177	0.1002	0.0014	0.69	615.3	8.4	645.9	32.3	5.0
Sd_32	38.4	129.7	431.3	0.30	0.20	0.0604	0.0010	0.8669	0.0192	0.1042	0.0016	0.68	638.9	9.2	616.1	34.5	-3.6
Sd_33	49.3	198.0	556.6	0.36	0.23	0.0608	0.0010	0.8681	0.0200	0.1036	0.0016	0.68	635.2	9.5	632.2	36.1	-0.5
Sd_34	62.0	171.9	693.8	0.25	0.17	0.0611	0.0010	0.8801	0.0197	0.1045	0.0016	0.68	640.8	9.3	641.7	34.8	0.1
Sd_35	64.5	137.2	718.7	0.19	0.14	0.0636	0.0010	0.9203	0.0206	0.1049	0.0016	0.68	643.2	9.3	728.7	34.3	13.3
Sd_36	34.1	48.2	320.6	0.15	0.12	0.0642	0.0012	1.0998	0.0285	0.1243	0.0022	0.67	755.3	12.4	747.2	40.0	-1.1
Sd_37	36.4	96.5	406.8	0.24	0.17	0.0613	0.0010	0.8840	0.0201	0.1046	0.0016	0.68	641.5	9.4	649.1	35.5	1.2
Sd_38	51.5	134.5	569.2	0.24	0.19	0.0709	0.0015	1.0338	0.0295	0.1057	0.0020	0.67	647.8	11.8	955.4	42.7	47.5
Sd_39	49.3	136.9	554.2	0.25	0.17	0.0610	0.0011	0.8749	0.0207	0.1040	0.0017	0.67	638.0	9.7	638.9	37.3	0.1
Sd_40	48.1	88.8	603.2	0.15	0.12	0.0615	0.0011	0.7920	0.0189	0.0933	0.0015	0.67	575.3	8.8	658.2	37.5	14.4

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/ U	²⁰⁸ Pb/	²⁰⁷ Pb/	± (1s)	²⁰⁷ Pb/	± (1s)	²⁰⁶ Pb/	± (1s)	Rho	Apparent ages (Ma)				Disc (%)
					²⁰⁶ Pb/	± (1s)		²⁰⁷ Pb/		± (1s)							
					²³⁸ U			²⁰⁶ Pb									
RAF-10: Bezerros orthogneiss																	
Zircon																	
Sb_17	58.1	24.4	144.2	0.17	0.11	0.1307	0.0009	6.7209	0.0840	0.3730	0.0039	0.83	2043.3	18.1	2107.4	12.3	3.1
Sb_18	56.2	22.6	136.4	0.17	0.12	0.1310	0.0009	6.9269	0.0862	0.3835	0.0039	0.83	2092.6	18.3	2111.4	12.3	0.9
Sb_19	73.0	41.6	167.8	0.25	0.16	0.1304	0.0009	7.0075	0.0853	0.3897	0.0039	0.83	2121.4	18.2	2103.6	11.9	-0.8
Sb_20	40.0	14.2	91.5	0.16	0.11	0.1309	0.0010	6.9290	0.0933	0.3841	0.0043	0.84	2095.2	20.1	2109.4	12.9	0.7
Sb_21	80.8	36.7	204.7	0.18	0.11	0.1314	0.0009	6.6534	0.0797	0.3674	0.0037	0.83	2017.1	17.2	2116.1	11.7	4.9
Sb_22	89.6	57.2	230.7	0.25	0.15	0.1306	0.0009	6.3363	0.0758	0.3520	0.0035	0.83	1944.0	16.6	2105.6	11.7	8.3
Sb_23	65.5	28.3	158.7	0.18	0.12	0.1313	0.0009	6.9484	0.0856	0.3838	0.0039	0.83	2094.2	18.2	2115.3	12.1	1.0
Sb_24	72.1	40.9	178.5	0.23	0.15	0.1313	0.0009	6.6309	0.0811	0.3663	0.0037	0.83	2012.1	17.4	2115.2	12.0	5.1
Sb_25	57.1	32.7	136.8	0.24	0.15	0.1312	0.0009	6.8196	0.0864	0.3769	0.0039	0.82	2061.8	18.4	2114.5	12.6	2.6
Sb_26	38.3	15.1	95.5	0.16	0.12	0.1312	0.0010	6.7832	0.0889	0.3750	0.0040	0.82	2052.9	18.9	2114.0	13.1	3.0
Sb_27	106.7	59.8	290.7	0.21	0.13	0.1295	0.0009	6.0872	0.0750	0.3410	0.0035	0.82	1891.3	16.6	2090.9	12.2	10.6
Sb_28	55.6	29.0	155.0	0.19	0.12	0.1291	0.0009	5.9742	0.0760	0.3357	0.0035	0.82	1865.7	16.9	2085.6	12.8	11.8
Sb_29	78.2	35.0	231.5	0.15	0.09	0.1275	0.0009	5.6584	0.0689	0.3220	0.0032	0.82	1799.5	15.7	2063.1	12.1	14.6
Sb_30	59.3	27.8	151.6	0.18	0.12	0.1306	0.0009	6.6122	0.0835	0.3672	0.0038	0.82	2016.2	17.9	2106.0	12.6	4.5
Sb_31	75.5	38.5	194.9	0.20	0.13	0.1291	0.0009	6.4066	0.0797	0.3598	0.0037	0.82	1981.4	17.4	2086.2	12.4	5.3
Sb_32	99.1	66.8	268.4	0.25	0.16	0.1275	0.0009	5.9071	0.0732	0.3361	0.0034	0.82	1867.9	16.5	2063.4	12.4	10.5
Sb_33	79.8	28.3	197.8	0.14	0.09	0.1317	0.0009	7.0229	0.0872	0.3868	0.0040	0.82	2108.2	18.3	2120.4	12.3	0.6
Sb_34	40.8	24.3	140.3	0.17	0.11	0.1295	0.0010	6.0861	0.0788	0.3408	0.0036	0.82	1890.3	17.3	2091.7	13.0	10.7
Sb_35	49.8	35.1	183.5	0.19	0.12	0.1255	0.0009	5.5137	0.0696	0.3187	0.0033	0.82	1783.6	16.1	2035.3	12.8	14.1
Sb_36	39.3	20.0	120.0	0.17	0.11	0.1308	0.0010	6.9548	0.0921	0.3858	0.0042	0.82	2103.2	19.4	2108.1	13.4	0.2
Sb_37	67.2	80.2	261.9	0.31	0.19	0.1248	0.0009	5.2041	0.0664	0.3024	0.0032	0.82	1703.0	15.6	2026.4	13.0	19.0

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/ U	$^{208}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm$ (1s)	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm$ (1s)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm$ (1s)	Rho	Apparent ages (Ma)				Disc (%)
													$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm$ (1s)	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm$ (1s)	
Sb_38	33.8	25.3	107.2	0.24	0.14	0.1302	0.0011	6.6647	0.0931	0.3711	0.0042	0.81	2034.8	19.7	2101.2	14.3	3.3
Sb_39	48.0	17.5	130.5	0.13	0.10	0.1273	0.0010	6.2194	0.0820	0.3545	0.0038	0.81	1955.8	18.1	2060.5	13.5	5.4
Sb_40	45.8	19.5	112.9	0.17	0.12	0.1312	0.0010	6.9653	0.0929	0.3850	0.0042	0.81	2099.4	19.4	2114.5	13.5	0.7
RAF-14: Bezerros orthogneiss																	
<i>Zircon</i>																	
Sb_1	71.0	44.5	151.2	0.29	0.21	0.1316	0.0009	7.0707	0.0857	0.3896	0.0040	0.84	2120.8	18.3	2120.0	11.6	0.0
Sb_2	45.3	20.9	108.4	0.19	0.14	0.1300	0.0009	6.6914	0.0837	0.3734	0.0039	0.82	2045.4	18.0	2097.6	12.4	2.6
Sb_3	112.7	91.0	243.6	0.37	0.26	0.1305	0.0010	6.8456	0.0898	0.3805	0.0041	0.82	2078.7	19.1	2104.4	13.1	1.2
Sb_4	43.9	23.3	108.9	0.21	0.16	0.1295	0.0009	6.3757	0.0797	0.3570	0.0037	0.82	1967.7	17.5	2091.7	12.4	6.3
Sb_5	44.2	25.0	101.1	0.25	0.17	0.1314	0.0011	6.7202	0.1001	0.3708	0.0045	0.81	2033.4	21.0	2117.2	15.2	4.1
Sb_7	101.6	80.7	219.1	0.37	0.26	0.1308	0.0009	6.9301	0.0860	0.3844	0.0040	0.83	2096.7	18.4	2108.2	12.2	0.5
Sb_8	90.7	46.6	225.1	0.21	0.14	0.1293	0.0008	6.4727	0.0761	0.3631	0.0036	0.83	1996.9	16.8	2088.2	11.4	4.6
Sb_9	81.9	40.6	231.7	0.18	0.12	0.1278	0.0008	5.7355	0.0666	0.3255	0.0031	0.83	1816.5	15.3	2067.9	11.3	13.8
Sb_10	54.2	22.4	134.9	0.17	0.12	0.1299	0.0009	6.5736	0.0796	0.3669	0.0037	0.83	2014.8	17.3	2097.2	11.8	4.1
Sb_11	40.3	16.3	99.8	0.16	0.12	0.1301	0.0010	6.6652	0.0861	0.3717	0.0040	0.82	2037.4	18.5	2098.6	12.8	3.0
Sb_13	55.8	28.3	140.6	0.20	0.15	0.1302	0.0009	6.6265	0.0797	0.3692	0.0036	0.82	2025.4	17.1	2100.5	12.0	3.7
Sb_14	56.0	35.4	254.2	0.14	0.14	0.1167	0.0011	3.2368	0.0507	0.2012	0.0025	0.79	1181.9	13.4	1905.7	17.1	61.2
Sb_15	81.1	57.2	197.8	0.29	0.19	0.1309	0.0009	6.7051	0.0819	0.3716	0.0037	0.82	2037.0	17.5	2109.5	12.2	3.6
<i>Monazite</i>																	
Sc_0	2975.9	17924.9	1918.8	9.34	3.21	0.0595	0.0004	0.7773	0.0101	0.0948	0.0010	0.82	583.9	5.9	584.3	16.2	0.1
Sc_1	2900.3	16621.0	1945.2	8.54	2.98	0.0593	0.0004	0.7804	0.0098	0.0954	0.0010	0.83	587.6	5.8	578.5	15.1	-1.5
Sc_2	3699.6	21927.1	2236.3	9.80	3.33	0.0592	0.0004	0.7933	0.0098	0.0971	0.0010	0.84	597.5	5.9	575.9	14.6	-3.6

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/ U	$^{208}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm$ (1s)	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm$ (1s)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm$ (1s)	Rho	Apparent ages (Ma)				Disc (%)
													$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm$ (1s)	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm$ (1s)	
Sc_3	3548.7	24346.6	1326.5	18.35	6.15	0.0596	0.0005	0.7837	0.0106	0.0953	0.0010	0.80	586.9	6.1	590.0	17.5	0.5
Sc_4	4423.2	28280.6	1808.4	15.64	5.38	0.0584	0.0004	0.7815	0.0099	0.0971	0.0010	0.82	597.2	5.9	544.4	15.6	-8.8
Sc_5	3972.3	23437.9	2410.9	9.72	3.27	0.0586	0.0004	0.7881	0.0097	0.0975	0.0010	0.83	600.0	5.9	552.3	14.8	-8.0
Sc_6	3967.5	22431.4	2573.4	8.72	2.92	0.0592	0.0006	0.7829	0.0120	0.0959	0.0011	0.77	590.2	6.7	575.6	21.0	-2.5
Sc_7	2593.6	16919.9	1132.0	14.95	5.13	0.0589	0.0005	0.7704	0.0107	0.0949	0.0011	0.80	584.2	6.2	563.4	18.0	-3.6
Sc_8	3840.9	24761.3	1533.6	16.15	5.46	0.0587	0.0004	0.7859	0.0102	0.0971	0.0010	0.81	597.2	6.0	556.7	16.4	-6.8
Sc_9	3058.6	19056.1	1413.4	13.48	4.70	0.0584	0.0005	0.7756	0.0104	0.0963	0.0010	0.81	592.5	6.1	546.3	17.1	-7.8
Sc_10	3280.3	19980.9	1610.6	12.41	4.29	0.0593	0.0005	0.7901	0.0104	0.0967	0.0010	0.81	594.9	6.1	577.4	16.6	-2.9
Sc_11	3849.6	24679.3	1823.7	13.53	4.57	0.0601	0.0005	0.7945	0.0110	0.0958	0.0011	0.80	589.8	6.2	608.6	18.1	3.2
Sc_12	2824.2	16509.4	1533.8	10.76	3.68	0.0597	0.0005	0.7968	0.0109	0.0969	0.0011	0.80	596.0	6.2	591.3	17.7	-0.8
Sc_13	4685.6	30327.9	1881.9	16.12	5.41	0.0586	0.0006	0.7885	0.0123	0.0976	0.0012	0.77	600.2	6.9	552.6	21.5	-7.9
Sc_14	3583.7	23962.0	1109.0	21.61	7.26	0.0595	0.0005	0.7970	0.0113	0.0972	0.0011	0.79	598.0	6.4	584.0	18.9	-2.4
Sc_15	4780.3	34571.3	735.2	47.02	15.65	0.0593	0.0006	0.7966	0.0120	0.0974	0.0011	0.78	599.3	6.7	578.1	20.6	-3.5

Table 2. Major oxides and trace elements of the studied orthogneisses.

SAMPLE	RAF-01	RAF-04	RAF-02	RAF-03	RAF-07	RAF-06	RAF-17	RAF-08	RAF-14	RAF-15	RAF-10	RAF-16
UNIT	Migmatized Orthogneiss	Encruz. de S. João Orthogneiss			Dike Swarm			Bezerros Orthogneiss				
Major elements (wt.%)												
SiO ₂	75.78	64.61	64.69	65.37	63.38	63.87	69.57	70.01	70.60	71.69	72.42	73.67
Al ₂ O ₃	12.42	16.30	15.45	15.06	13.96	13.32	13.78	14.80	13.70	14.30	14.17	13.60
Fe ₂ O ₃	1.57	3.87	4.50	4.25	5.82	5.41	5.68	3.38	2.76	2.70	3.37	2.74
MgO	0.39	1.61	2.11	2.02	2.34	3.55	1.13	0.96	0.88	1.00	0.69	0.75
CaO	1.09	3.09	3.89	3.43	5.94	5.40	3.19	2.18	2.03	2.13	3.14	2.82
Na ₂ O	2.39	3.62	3.46	3.34	3.29	3.20	4.18	3.61	3.78	4.10	3.90	3.74
K ₂ O	5.18	5.06	3.96	4.44	2.92	2.80	1.05	3.51	2.57	2.58	1.14	1.50
TiO ₂	0.18	0.58	0.63	0.55	0.74	0.64	0.50	0.53	0.36	0.32	0.32	0.27
P ₂ O ₅	0.04	0.21	0.18	0.17	0.24	0.19	0.13	0.03	0.08	0.06	0.07	0.07
MnO	0.02	0.05	0.07	0.08	0.13	0.11	0.08	0.04	0.04	0.06	0.05	0.06
Cr ₂ O ₃	0.030	0.015	0.018	0.023	0.030	0.034	0.016	0.025	0.026	0.026	0.022	0.028
LOI	0.6	0.7	0.7	1.0	0.9	1.2	0.6	0.7	3.0	0.8	0.5	0.6
Sum	99.93	99.81	99.83	99.84	99.84	99.83	99.93	99.87	99.90	99.91	99.92	99.94
Trace elements (ppm)												
Ba	1969	1349	1132	1116	928	637	303	774	663	982	677	814
Sc	1	5	9	8	12	12	12	5	6	6	7	6
Co	4.8	12.2	13.1	12.0	13.9	17.3	7.4	7.6	3.7	3.9	4.9	5.3
Cs	1.9	7.9	3.7	3.6	4.4	1.7	1.8	2.7	1.3	1.7	9.0	0.8
Ga	9.7	17.2	15.2	15.0	12.9	12.5	14.7	17.1	13.6	13.9	12.6	10.0
Hf	4.5	7.1	4.3	4.3	5.0	5.3	3.3	8.1	4.9	4.6	4.1	2.5
Nb	2.1	6.9	13.5	11.5	8.5	8.3	6.0	17.4	10.2	7.1	4.0	3.3
Rb	109.7	222.8	114.9	120.9	78.0	66.3	33.5	113.1	83.7	94.0	65.0	40.0
Sr	299.4	496.6	600.7	517.3	467.7	382.6	236.9	257.1	231.0	243.8	310.9	312.5
Ta	0.1	0.4	2.0	1.6	0.5	0.6	1.7	0.9	0.6	0.4	0.3	0.2
Th	9.9	36.2	13.2	16.7	7.6	6.3	2.5	28.8	12.4	8.1	4.5	3.8
U	0.6	3.0	3.2	2.3	1.8	1.0	1.4	2.9	1.5	0.7	0.9	0.3
V	14	72	89	81	142	103	34	47	33	20	27	33
Zr	145.4	285.0	153.1	146.6	187.6	207.9	120.1	287.3	192.9	178.8	163.8	98.0
Y	2.6	6.1	26.0	16.4	16.5	19.4	17.0	6.5	12.4	11.0	10.0	7.6
Cu	32.0	33.3	4.6	29.9	1.5	1.4	2.0	2.6	1.6	1.9	9.5	1.7
Pb	9.2	6.1	3.7	5.4	3.3	2.1	0.8	6.6	3.5	2.4	1.7	1.3

SAMPLE	RAF-01	RAF-04	RAF-02	RAF-03	RAF-07	RAF-06	RAF-17	RAF-08	RAF-14	RAF-15	RAF-10	RAF-16
UNIT	Migmatized Orthogneiss	Encruz. de S. João Orthogneiss			Dike Swarm			Bezerros Orthogneiss				
Trace elements (ppm)												
Zn	24	43	47	49	31	42	23	60	40	49	46	31
Ni	5.2	12.7	14.9	16.9	22.1	47.0	2.5	10.6	4.0	4.4	3.6	4.8
La	25.7	87.9	26.0	37.4	28.0	28.5	15.8	62.2	41.2	36.7	23.3	16.8
Ce	50.1	129.0	65.2	74.7	55.4	55.0	31.6	119.3	74.9	67.9	42.2	32.0
Pr	4.41	11.07	8.75	8.03	6.26	6.25	4.00	11.77	7.98	7.29	4.39	3.29
Nd	13.8	31.6	37.5	29.6	24.7	23.8	16.1	39.2	28.6	27.5	15.9	12.0
Sm	1.79	2.76	7.75	4.75	4.22	4.24	3.10	6.38	4.81	4.26	2.59	1.81
Eu	0.92	0.53	1.54	1.07	1.07	1.09	0.93	1.04	1.09	1.10	0.76	0.59
Gd	1.16	1.81	6.49	3.78	3.77	4.12	3.14	4.12	3.70	3.41	2.25	1.44
Tb	0.12	0.21	0.91	0.51	0.54	0.57	0.50	0.46	0.50	0.43	0.31	0.21
Dy	0.58	1.06	5.28	2.89	3.39	3.57	3.10	1.78	2.43	2.13	1.85	1.20
Ho	0.10	0.22	1.03	0.59	0.69	0.67	0.65	0.21	0.48	0.41	0.42	0.26
Er	0.31	0.58	2.65	1.84	1.96	1.96	1.81	0.43	1.39	1.08	1.23	0.71
Tm	0.04	0.09	0.40	0.25	0.27	0.29	0.29	0.06	0.17	0.14	0.18	0.12
Yb	0.34	0.72	2.55	1.95	1.67	1.94	1.98	0.42	1.14	0.97	1.16	0.86
Lu	0.05	0.14	0.36	0.28	0.26	0.28	0.31	0.07	0.18	0.17	0.19	0.12
Mo	6.0	1.2	1.6	1.5	1.2	0.9	1.2	5.7	1.5	1.8	1.2	2.1

5 CONCLUSÕES

Ao embasamento previamente mapeado como ortogneisse Altinho, foram aqui então adicionados três ortogneisses diferentes, além de novas ocorrências de milonitos do enxame de diques ao longo da zona de cisalhamento. A norte da zona de cisalhamento Pernambuco Leste (ZCPE) como ortogneisse Bezerros, e a sul da ZCPE, como os ortogneisses granítico migmatizado e Encruzilhada de São João.

O ortogneisse Bezerros, de idade Paleoproterozoica (~2,1 Ga), possui assinatura geoquímica de zona de subducção e afinidade com a suíte TTG. Sendo essas características compatíveis com um modelo tectônico previamente proposto, seu protólito foi interpretado como resultante da fusão parcial de metabasaltos, provavelmente em um ambiente de subducção.

Os ortogneisses Neoproterozoicos, Encruzilhada de São João (639 Ma) e granítico migmatizado (645 Ma), tiveram seus protólitos interpretados como alojados durante a transição entre os ambientes extensional e contracional. Estes ortogneisses e o ortogneisse Altinho (~650 Ma) pertencem ao mesmo evento magmático, comprovando assim a transição entre os ambientes extensional e contracional em aproximadamente 640-630 Ma, como foi previamente proposto. Idades Neoproterozoicas mais jovens, no intervalo de 590-570 Ma, definem o período de nucleação da ZCPE.

Um mesmo comportamento estrutural é observado a norte e a sul da ZCPE, com predominância da direção NE-SW nos lineamentos estruturais. A direção da foliação gnáissica original é semelhante aos dois domínios, e encontra-se truncada pela foliação milonítica da ZCPE, que apresenta aspectos microestruturais característicos de deformação a temperaturas relativamente baixas, sem evidências de retrabalhamento.

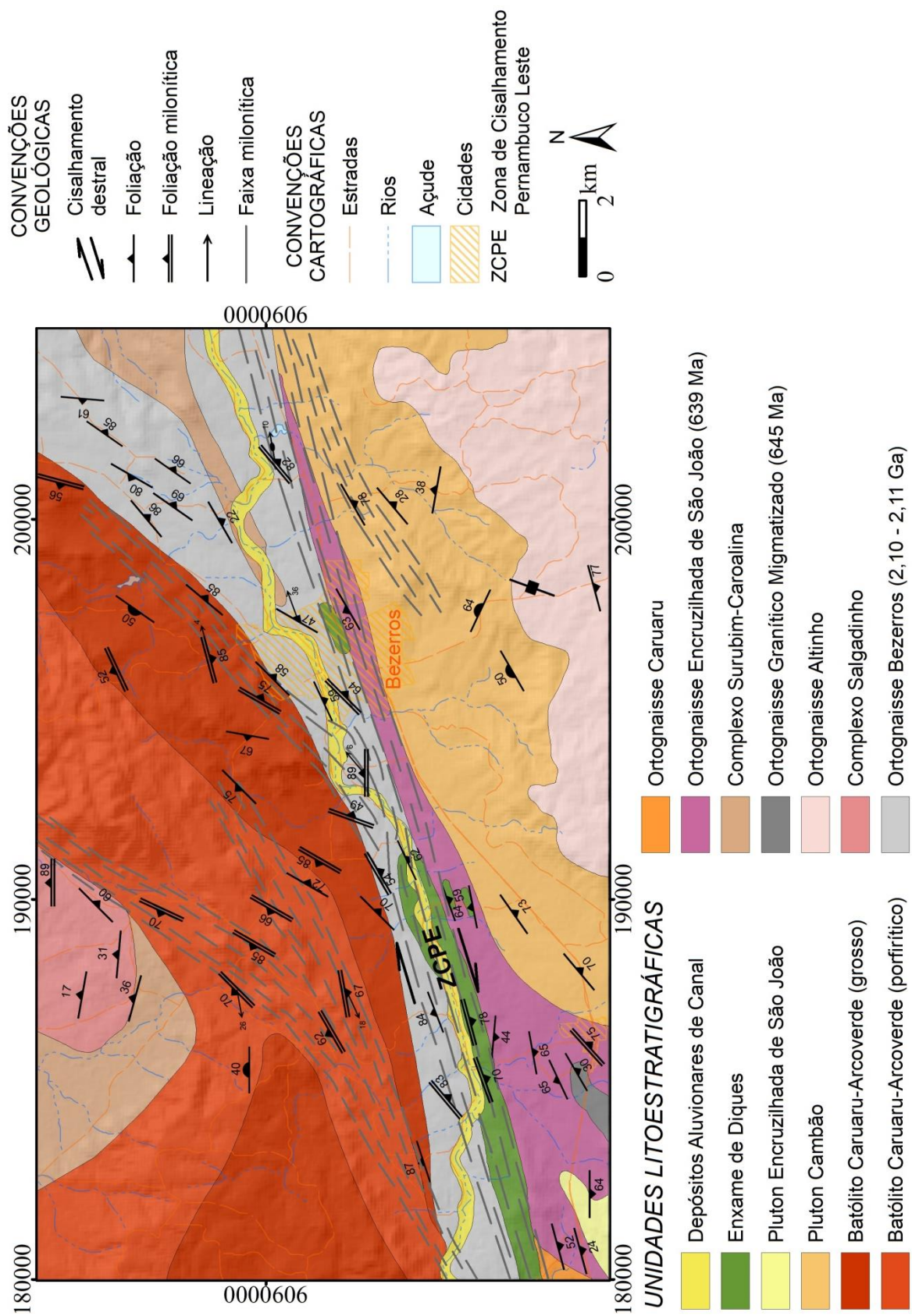
As semelhanças apresentadas pelos dados geoquímicos, geocronológicos, petrográficos e estruturais dos domínios Rio Capibaribe e Pernambuco-Alagoas, indicam que estes domínios faziam parte de um mesmo bloco crustal durante a Orogenia Brasileira. A fim de dar suporte às conclusões aqui tomadas, faz-se necessário, em pesquisas futuras, a caracterização isotópica da rocha fonte desses ortogneisses. A ZCPE possui características de desenvolvimento tardio durante a orogênese Brasileira, com papel tectônico secundário na evolução tectônica da província, sendo aqui caracterizada como uma zona de cisalhamento intracontinental, desta forma, não representando limite de terrenos.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 151-182.
- Earth Explorer, USGS. Disponível em: <www.earthexplorer.usgs.gov>. Acesso em: 06 de junho de 2017.
- Guimarães, I.P., da Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araújo, J.M.M., Melo, S.C., Melo, E.B., 2004. Brasileiro (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, 135, 23-53.
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006. Interpretation of Whole-Rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47 (6), 1255-1259.
- Ludwig, K.R., 2000. Isoplot/Ex 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 1a, 58 p.
- 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 (4).
- Neves, S.P., 2015. Constrains from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province: Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 150-164.
- Neves, S.P., Mariano, G., 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 21(10), 1369-1383.
- Neves, S.P., Mariano, G., 2001. Província Borborema: Orógeno acrescionário ou intracontinental?. *Estudos Geológicos*, 11, 26-36.
- Neves, S.P., Melo, S.C., Moura, C.A.V., Mariano, G., Silva, J.M.R., 2004. Zircon Pb-Pb Geochronology of the Caruaru Area, Northeastern Brazil: Temporal Constraints on the Proterozoic Evolution of Borborema Province. *International Geology Review*, 46, 52-63.
- Neves, S.P., Mariano, G., Silva, H.M.R., 2012. Geologia da Folha Caruaru – SC.25-V-A-I, escala 1:100.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

- Santos, E.J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. SBG/Núcleo Bahia, XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador-BA, 6, 47-50.
- Santos, E.J., Oliveira, R.G., Paiva, I.P., 1997. Terrenos no Domínio Transversal da Província Borborema: controles sobre acreção e retrabalhamento crustais ao sul do lineamento Patos. SBG/Núcleo Nordeste, XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza-CE. Resumos Expandidos, Boletim, 15, 141-144.
- 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, 61-76.
- Siivola, J., Schmid, R., 2007. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: List of mineral abbreviations. IUGS - Commission on the Systematics in Petrology. Web version, 1 (07).
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society of London, Special Publication*, 294, 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. *Journal of South American Earth Sciences*, 31, 227-252.
- Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (3-4), 247-266.

APÊNDICE A – MAPA GEOLÓGICO



APÊNDICE B – TABELA DE AFLORAMENTOS

AFLORAMENTO	COORDENADAS			DESCRIÇÃO
	UTM X	UTM Y	ZONA	
RAF-01	185520	9081804	25 L	Ortognaisse granítico migmatizado; localmente com bandas máficas.
RAF-02	185195	9082376	25 L	Ortognaisse granítico não milonitizado.
RAF-03	185997	9082934	25 L	Ortognaisse granítico não milonitizado.
RAF-04	185685	9083897	25 L	Ortognaisse granítico com muitos megacristais preservando hábito euédrico.
RAF-05	186407	9083939	25 L	Granito equigranular médio com foliação magmática.
RAF-06	190023	9085175	25 L	Ortognaisse equigranular fino; mais máfico.
RAF-07	189748	9084627	25 L	Ortognaisse equigranular fino; mais máfico; bandado.
RAF-08	195268	9088443	25 L	Ortognaisse granítico com bandas máficas; foliação gnáissica e milonítica; sigmoide destral.
RAF-09	191084	9086251	25 L	Ultramilonito; provavelmente do batólito Caruaru-Arcoverde.
RAF-10	187467	9085947	25 L	Ortognaisse granítico cinza médio; bandas destrais locais.
RAF-11	186966	9085598	25 L	Ortognaisse granítico cinza médio; mais deformado; presença de trama S-C.
RAF-12	183028	9085912	25 L	Ultramilonito; protólito não identificado.
RAF-13	194236	9090460	25 L	Granito grosso foliado; deformação intensa no estado sólido.
RAF-14	201385	9093593	25 L	Ortognaisse cinza equigranular médio; presença de sigmoides; localmente migmatizado.
RAF-15	202319	9094231	25 L	Ortognaisse granítico com intercalação com ortognaisse cinza.
RAF-16	203108	9094785	25 L	Ortognaisse equigranular cinza; sem porção granítica.
RAF-17	201342	9092435	25 L	Ortognaisse granítico cinza; médio a grosso; presença de bandas máficas.

APÊNDICE C – DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Segue abaixo quadro com as abreviaturas minerais aqui utilizadas, criado com base na lista de Siivola e Schmid (2007), recomendada pela *International Union of Geological Sciences* (IUGS).

MINERAL	ABREVIATURA	MINERAL	ABREVIATURA
Actinolita	Act	Hornblenda	Hbl
Allanita	Aln	Feldspato potássico	Kfs
Anfibólio	Am	Mica branca	Wmca
Apatita	Ap	Minerais opacos	Op
Biotita	Bt	Plagioclásio	Pl
Carbonato	Cb	Quartzo	Qtz
Clorita	Chl	Rutilo	Rt
Epidoto	Ep	Titanita	Ttn
Granada	Grt	Zircão	Zrn

➤ AFLORAMENTO: RAF-01

- **DESCRIÇÃO:** Rocha inequigranular de granulação média, com bandamento composicional caracterizado pela alternância entre bandas com grãos recristalizados de quartzo e grãos arredondados de feldspato em granulação um pouco mais grossa que o quartzo. O bandamento da rocha é dado pela orientação destes minerais essenciais. É possível observar a presença de dobramento na seção, na qual, a orientação dos grãos de quartzo reflete o traço axial da dobra. Como minerais acessórios são encontrados biotita, zircão, minerais opacos e apatita. Dentre os minerais de alterações tem-se mica branca, resultante da sericitização do feldspato, clorita, da cloritização da biotita e epidoto da saussuritização do feldspato.

QUARTZO: Em grãos submilimétricos (≤ 1 mm), o quartzo ocorre bastante recristalizado, onde os grãos recristalizados normalmente apresentam-se orientados seguindo o bandamento da rocha, mas também nos contatos entre grãos de feldspato. O quartzo apresenta extinção ondulante, formação e rotação de subgrão, e seus contatos são lobados, devido à migração de limite de grão.

FELDSPATOS: Ambos os feldspatos ocorrem predominantemente xenomórficos, com formas arredondadas e *augens* simétricos, indicando deformação não-coaxial. Alguns deles com cauda de recristalização e/ou sombra de pressão, esta última formada por biotita. Os

plagioclásios apresentam geminação polissintética, e os feldspatos potássicos são microclinas, ambos variando em tamanho entre 0,5 e 2 mm. Pertitas podem ser encontradas nas bordas do feldspato potássico, e mirmequitas (não muito abundantes), maclas de deformação e geminação dobrada no plagioclásio, ambos feldspatos podem ocorrer fraturados. Os feldspatos encontram-se recrystalizados ao longo de suas bordas, fraturas e nos contatos entre grãos, formando textura mortar. O plagioclásio está comumente sericitizado, principalmente ao longo de suas geminações, deixando os grãos com aspecto turvo.

BIOTITA: É submilimétrica (<1mm) e varia de subidiomórfica a xenomórfica. Ocorre em pouca quantidade, ora seguindo a foliação da rocha, ora em volta dos minerais essenciais, nos contatos de grãos ou preenchendo fraturas. Raramente como sombra de pressão em alguns feldspatos mais deformados.

ZIRCÃO: Foram observados pouquíssimos grãos, subidiomórficos a idiomórficos, zonados, com tamanho de $\pm 0,3\text{mm}$, dispersos na seção.

MINERAIS OPACOS: Ocorrem dispersos na rocha, podendo estar associados à biotita. São predominantemente xenomórficos, com ocorrências idiomórficas hexágonas (possível magnetita).

EPIDOTO: Ocorre predominantemente como pequenos grãos xenomórficos, em baixa abundância e dispersos na rocha.

MICA BRANCA: Ocorre em pequena quantidade, com forma xenomórfica, gerada principalmente pelo processo de sericitização. Está sempre nas proximidades ou nos próprios grãos de feldspato, com orientação definida pela clivagem dos mesmos. Raramente em grãos maiores, quando ocorre, é subidiomórfica.

CLORITA: Ocorrendo em pequenas quantidades, é gerada pelo processo de cloritização da biotita, podendo ser observada nas clivagens da mesma.

- **COMPOSIÇÃO MODAL:**

	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Wmca	Zrn	Op	Chl	Ep	Ap
%	47	17	25	6	1	1	2	1	1	1

- **CLASSIFICAÇÃO:** biotita monzogranito (mesossoma de migmatito).

➤ **AFLORAMENTO: RAF-02**

- **DESCRIÇÃO:** Rocha bandada, inequigranular de granulação média a grossa. Sua textura é caracterizada por porfiroclastos de feldspato ($\leq 5\text{mm}$) e anfibólio (2 a 3mm). O feldspato potássico é o mais abundante e desenvolve cauda de recrystalização e sombra de pressão, esta última formada por biotita $\pm$ anfibólio quando em porfiroclasto de feldspato, e por

biotita $\pm$ epidoto quando em porfiroclasto anfibólio. O bandamento é do tipo composicional, não muito bem definido, pela alternância entre bandas com minerais da matriz, como quartzo e feldspato recristalizado, e biotita e hornblenda. Os minerais acessórios são apatita, rutilo, minerais opacos e titanita. Os secundários são epidoto, como produto de saussuritização do feldspato, e clorita, da cloritização das biotitas.

QUARTZO: Ocorre como grãos xenomórficos de até 1 mm, formando fitas alongadas orientadas paralelamente ao bandamento da rocha e bordejando porfiroclastos de feldspato, por vezes essas bandas são cortadas por biotita. Os grãos encontram-se com intensa recristalização, formando grãos fitados com presença de extinção ondulante, formação de subgrão, e contatos lobados devido a migração de limite de grão.

PLAGIOCLÁSIO: Ocorre como grãos xenomórficos, comumente como porfiroclastos de até 4 mm. Este porfiroclastos podem formar sigmoides, que são geralmente simétricos, levemente com cinemática sinistral, alguns deles com cauda de recristalização e/ou sombra de pressão composta por biotita $\pm$ anfibólio. Foram encontradas texturas de exsolução e redução da área de limite de grão, com grãos de plagioclásio com resquícios de grãos de microclina em seus interiores. Outras texturas como periclínia, mirmequita (raras ocorrências), maclas de deformação (muito comuns), textura mortar (textura manto-núcleo), podem ser observadas. Os grãos podem estar fraturados, alguns deles com biotita acomodada em suas fraturas e no contato entre seus grãos. Alterações como saussuritização e sericitização intensa são possivelmente encontradas.

FELDSPATO POTÁSSICO: Ocorrendo como grãos xenomórficos $\leq$ 5 mm, comumente porfiroclásticos. Este porfiroclastos podem formar sigmoides, que são geralmente simétricos, levemente com cinemática sinistral, alguns deles com cauda de recristalização e/ou sombra de pressão composta por biotita $\pm$ anfibólio. Grãos bastante pertitizados e textura mortar (textura manto-núcleo) podem ser facilmente observados. Alterações como saussuritização e sericitização são possivelmente encontradas.

BIOTITA: Em grãos de no máximo 1 mm, subidiomórfica a xenomórfica, marrom escuro esverdeada a marrom claro amarelada, a biotita encontra-se parcialmente orientada, compondo o bandamento da rocha, e amoldam-se aos grãos de feldspato e hornblenda, cortando as bandas de quartzo, principalmente em locais de faturamento nos grãos em geral. Junto com quartzo, caracteriza um bandamento composicional à rocha. Está também como sombra de pressão em grãos de feldspato e hornblenda. Alguns grãos recristalizados, com

granulação muito fina também são observados e, quando com grãos de zircão inclusos, estes formam halos pleocróicos.

HORNBLENDA: Subidiomórfica a xenomórfica, variando de verde escuro a verde claro amarelado, a hornblenda forma sigmoides predominantemente simétricos (2 a 3mm), alguns levemente sinistrais. Muitas apresentam bordas circundadas por epidoto e biotita, eventualmente titanita. Podem ser encontrados grãos fraturados cortados por fitas de quartzo. Junto com o quartzo e a biotita, caracterizam o bandamento da seção, neste caso, sua granulação é ≤ 1 mm.

EPIDOTO: De incolor a levemente esverdeado, forma grãos xenomórficos quando como produto da saussuritização dos feldspatos, podendo também ser subidiomórfico a idiomórfico (mais raro) quando associado à biotita, normalmente ocorrendo em bordas de hornblenda.

TITANITA: De coloração amarronzada, variando de idiomórfica a xenomórfica, a titanita está comumente associada a minerais opacos e rutilo, e é comum ser encontrada seguindo a foliação juntamente com a biotita.

MINERAIS OPACOS: Xenomórficos a idiomórficos, normalmente associados à titanita e rutilo, estes minerais opacos podem ocorrer no núcleo de titanita, como possível produto de alteração da mesma.

RUTILO: Xenomórfico, o rutilo ocorre associado com minerais opacos e também dentro de grãos de feldspato.

APATITA: Formas alongadas, aciculares curtas, com pontas arredondadas é sua forma mais comum. Um grão prismático, cinza azulado, foi observado incluso em grão de feldspato.

CLORITA: Frequentemente subidiomórfica, como produto de alteração da biotita por cloritização, raramente encontrada como grão primário.

- **COMPOSIÇÃO MODAL:**

	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Hbl	Ep	Ttn	Op	Rt	Ap	Chl
%	31	19	22	9	9	2	3	2	1	1	1

- **CLASSIFICAÇÃO:** hornblenda-biotita ortognaisse monzogranítico.

➤ **AFLORAMENTO: RAF-03**

- **DESCRIÇÃO:** Rocha inequigranular de granulação média a grossa. Tem textura porfiroclástica e bandamento composicional, possuindo banda quartzo-feldspática e outra com enriquecimento de hornblenda e biotita. Os porfiroclastos são constituídos por feldspatos (2-5 mm), com predominância de plagioclásio sobre estes, e anfibólio (2-4 mm). O seu bandamento composicional não é muito bem definido, mas é dado pela

orientação dos cristais fitados de quartzo e feldspatos, em alternância com as bandas de hornblenda e biotita orientadas. Os minerais acessórios são titanita, minerais opacos, apatita e zircão. Dentre os processos de alterações tem-se: sericitização -produzindo micas brancas dos feldspatos-, cloritização -gerando cloritas a partir das biotitas-, opacitização -minerais opacos da alteração da titanita-, argilitização e saussuritização dos feldspatos -gerando epidoto, carbonato e mica branca-.

QUARTZO: Ocorre sempre xenomórfico, com até 1 mm de tamanho. Os grãos encontram-se recristalizados, com texturas como extinção ondulante e formação e rotação de subgrãos, além de migração de limite de grãos, deixando-os com contatos lobados. A recristalização dos grãos os deixa estirados/alongados, ao redor dos porfiroclastos de feldspato. Por vezes, essas bandas quartzosas são cortadas por biotita da banda máfica.

FELDSPATO POTÁSSICO: Ocorre como grãos xenomórficos a subidiomórficos, porfiroclásticos com tamanho ≤ 5 mm. São grãos de composição microclina, que raramente formam sigmoides com cauda de recristalização. Estes grãos de feldspato potássico encontram-se às vezes com textura manto-núcleo (textura mortár), mirmequítica e pertítica (com formação de exsoluções). Ambos os grupos dos feldspatos ocorrem com forte argilitização, sericitização e saussuritização.

PLAGIOCLÁSIO: Forma cristais porfiroclásticos de até 5 mm de comprimento. Ocorre como grãos arredondados que às vezes formam *augens* simétricos, com sombra de pressão formada por biotita. Muitas vezes os plagioclásios estão fraturados, recristalizados, com formação de maclas de deformação, forte extinção concêntrica e um leve encurvamento nas suas maclas. Ambos os feldspatos ocorrem com forte argilitização, sericitização (comum ao longo dos planos de geminação dos grãos) e saussuritização, e estas alterações acentuam-se nos grãos de plagioclásio em relação ao feldspato potássico.

BIOTITA: Ocorre como grãos subidiomórficos com tamanho ≤ 1 mm, com cores de verde escuro amarronzado a verde claro amarelado. Encontra-se orientada, definindo o bandamento da rocha, ao redor dos porfiroclastos de feldspato ou recristalizada em textura mais fina ao longo de fraturas, em limites de grãos nas bandas quartzo-feldspáticas, etc.

HORNBLENDA: Ocorre predominantemente como grandes cristais xenomórficos, dispersos, e em pouca quantidade na rocha, constituindo apenas 5% da mesma. Os porfiroclastos alcançam até 4 mm de comprimento e variam de coloração entre verde escuro e verde claro amarelado. Quando não ocorre como porfiroclastos, é submilimétrica, associada à biotita no bandamento da rocha.

EPIDOTO: Encontra-se na cor verde claro amarelado, sem orientação preferencial na rocha. Pode ser frequentemente encontrado na seção, gerado por saussuritização (xenomórfico), às vezes subidiomórfico associado aos cristais de biotita e/ou titanita. Podem ser encontrados grãos de allanita com bordas de epidoto (“coroa de epidoto”).

TITANITA: Ocorre xenomórfica a idiomórfica, amarronzada, associada à biotita seguindo a foliação, e minerais opacos. É submilimétrica e ocorre em pouca quantidade nesta seção, com ocorrência pontual de um cristal idiomórfico de 4 mm de comprimento.

MINERAIS OPACOS: Ocorrem dispersos na rocha, variando de xenomórficos a idiomórficos -formando hexágonos e quadrados/losangos- sem orientação preferencial, por vezes alterados da titanita.

CLORITA: É gerada por alteração da biotita, ocorrendo nas clivagens da mesma.

APATITA: Ocorre dispersa na rocha, comumente idiomórfica em bastões, ou arredondada.

CARBONATO: Ocorre xenomórfico, como produto da saussuritização dos feldspatos.

ZIRCÃO: Cristais idiomórficos e zonados dispersos na rocha, quando inclusos na biotita formam halos pleocróicos.

RUTILO: Subidiomórfico, o rutilo ocorre dentro de grãos de feldspato. Sem orientação preferencial.

MICA BRANCA: Xenomórfica, como produto de sericitização dos feldspatos.

- **COMPOSIÇÃO MODAL:**

	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Hbl	Ep	Ttn	Op	Chl	Ap	Cb	Zrn	Wmca	Rt
%	31	15	18	14	5	4	3	3	1	1	2	1	1	1

- **CLASSIFICAÇÃO**: hornblenda-biotita ortognaisse monzogranítico.

➤ **AFLORAMENTO: RAF-04**

- **DESCRIÇÃO**: Rocha inequigranular de granulação média a grossa, deformada, com porfiroclastos compostos predominantemente de feldspatos pertíticos e microclinas (≤ 1 cm), além de plagioclásio em menor quantidade. Às vezes é possível encontrar feldspatos em formas de *augens* simétricos, com formação de cauda de recristalização. Tem textura manto-núcleo nos feldspatos, inferindo milonitização, além de feldspatos com maclas de deformação, geminação encurvada e fraturados. As micas e hornblendas ocorrem orientadas e amoldando-se aos porfiroclastos de feldspato, conferindo assim textura bandada à amostra. Os feldspatos porfiroclásticos também ocorrem orientados, mas possivelmente por fluxo magmático, enquanto alguns já deformados produzem a textura bandada da rocha. A mineralogia acessória é composta por titanita, minerais opacos,

rutilo, apatita e zircão, e a secundária por epidoto -produto da saussuritização dos feldspatos-, clorita -da cloritização das biotitas- e mica branca -sericitização dos feldspatos-.

QUARTZO: Ocorre xenomórfico e bastante recristalizado, com tamanhos submilimétricos. Encontra-se com extinção ondulante, formação e rotação de subgrãos, e contatos lobados entre si, devido à migração do limite de grãos. Distribue-se na rocha entre os porfiroclastos de feldspatos. Apresenta fábrica poligonal.

FELDSPATO POTÁSSICO: Ocorre como porfiroclastos pertíticos e microclinas, que chegam a 1 cm em seu eixo maior, variando de subidiomórficos a xenomórficos. Tem textura mirmequítica, exsolução e redução da área de limite de grão. Ocorre frequentemente fraturado, recristalizado (textura manto-núcleo) e às vezes pequenos *augens* simétricos. Possivelmente contém inclusões de titanita, minerais opacos e biotitas ou estes minerais cristalizaram-se em cavidades dos feldspatos mas, pelo hábito idiomórfico destes minerais, a primeira interpretação é a mais plausível.

PLAGIOCLÁSIO: Ocorre porfiroclástico (em tamanhos menores do que os feldspatos potássicos), subidiomórfico e xenomórfico, normalmente mais arredondado que o feldspato potássico, apresentando deformação estrutural como maclas de deformação, dobramento de geminações, redução de área de limite de grão, textura manto-núcleo (mortar), formando, às vezes, *augens* simétricos.

HORNBLENDA: Ocorre como cristais idiomórficos a subidiomórficos com coloração variando de marrom claro a verde azulado, dispersos e orientados na rocha, às vezes com inclusões de minerais opacos e titanita, com presença de biotitas entre suas fraturas.

BIOTITA: Ocorre com pleocroísmo de marrom claro a escuro, variando de subidiomórfica a xenomórfica, às vezes dobrada, e amoldando-se aos grãos de feldspatos.

TITANITA: Ocorre variando de xenomórfica (na matriz da rocha) a idiomórfica (inclusa em outros minerais), às vezes deformada ou formando *augens*.

MINERAIS OPACOS: Ocorrem dispersos na rocha, normalmente idiomórficos (com formas similares as da magnetita) a xenomórficos.

EPIDOTO: Ocorre como pequenos cristais dispersos na rocha, com formas xenomórficas (produto da saussuritização).

RUTILIO: De ocorrência rara, encontra-se associado a alguns grãos de minerais opacos, com formas xenomórficas.

CLORITA: Ocorre apenas como produto da cloritização das biotitas, sendo encontrada nas lamelas e clivagens das mesmas.

APATITA: Ocorre como grãos alongados, dispersos na rocha, com formas principalmente idiomórficas.

ZIRCÃO: Ocorre nos cristais de biotita e disperso na rocha, às vezes idiomórfico e com zonação.

MICA BRANCA: É produzida por sericitização, encontra-se xenomórfica nos feldspatos.

• **COMPOSIÇÃO MODAL:**

	Qtz	Kfs	Pl	Hbl	Bt	Ttn	Op	Ep	Rt	Chl	Ap	Zrn	Cb	Wmca
%	18	25	28	7	8	3	3	1	1	1	2	1	1	1

• **CLASSIFICAÇÃO**: hornblenda-biotita ortognaisse monzogranítico.

➤ **AFLORAMENTO: RAF-06**

- **DESCRIÇÃO**: Rocha inequigranular de granulação média, com alternância entre bandas félsicas (quartzo-feldspáticas) e bandas máficas de coloração esverdeada (majoritariamente composta por anfibólio e agregados de epidoto), conferindo um bandamento composicional à seção. Uma porção desta seção encontra-se um pouco diferente da rocha no geral, com presença de grãos de feldspato totalmente sericitizados e/ou saussuritizados, com aspecto turvo, o que deixa o bandamento também menos evidente, porém, qualitativamente, representa material da mesma rocha. A foliação da amostra é controlada principalmente pela orientação dos grãos de anfibólio e quartzos e feldspatos. Os grãos de epidoto e actinolita, aparentemente gerados a partir dos grãos de hornblenda, indicam retrogressão intensa na amostra. São minerais acessórios os minerais opacos, titanita, apatita e zircão, e secundário a mica branca, produzida a partir da alteração por sericitização dos feldspatos. As texturas minerais indicam que esta rocha é de mais baixa temperatura do que as demais vistas até o momento, e pode estar representando uma amostra do enxame de diques da folha Caruaru, agora já milonitizada.

QUARTZO: Ocorre como grãos xenomórficos, aproximadamente equidimensionais (fábrica poligonal), submilimétricos (0,5 e 0,1mm). Estes grãos estão recristalizados, com extinção ondulante e formação de subgrão.

FELDSPATOS: Ocorrem xenomórficos, alguns grãos de feldspatos quase que totalmente sericitizados podem ser encontrados, assim como processo de saussuritização intenso. Encontram-se recristalizados, com formação de textura mortar, formação de pertitas nos feldspatos potássicos (não muito evidentes). O plagioclásio encontra-se com geminação

mecânica (maclas de deformação) e em granulação mais fina, recristalizados. Os grãos de feldspato são, em média, menores do que 1,5 mm.

ANFIBÓLIO (Hbl - Act): Classificado como uma hornblenda-actinolítica, tem cor verde claro amarelado a verde escuro azulado, e uma cor de interferência bastante variável, de baixa até muito alta (de verde amarelado até roxo e azul). São geralmente grãos subidiomórficos e encontram-se orientados, definindo um dos tipos de bandas da rocha e estando frequentemente associados aos minerais do grupo do epidoto. Seus tamanhos variam entre 0,3 e 1 mm.

EPIDOTO: Ocorre como agregados de grãos (~0,2mm), variando de incolor amarelado a verde claro, sendo subidiomórficos a xenomórficos. Junto com os anfibólios, constituem o bandamento de cor esverdeada, podendo também estar associado a minerais opacos. Em associação com a actinolita, este par mineral indica retrogressão intensa na seção.

MINERAIS OPACOS: Variando de xenomórficos a subidiomórficos, alguns poucos idiomórficos formam prismas alongados. Comumente associados à titanita e epidoto (no núcleo dos epidotos), encontram-se levemente orientados seguindo os grãos de anfibólio.

TITANITA: De xenomórfica a idiomórfica, amarelo-amarronzada, está associada a minerais opacos e minerais do grupo do epidoto. Encontra-se na banda esverdeada, e segue a orientação gerada pelo anfibólio.

APATITA: Subidiomórfica a idiomórfica, os grãos formam prismas arredondados curtos dispersos na rocha.

ZIRCÃO: Incolor, subidiomórfico a idiomórfico, os grãos estão inclusos em grão de anfibólio, formando halos pleocróicos.

MICA BRANCA: Variando de xenomórfica a subidiomórfica, é majoritariamente encontrada em grãos de feldspatos como produto de sua alteração.

- **COMPOSIÇÃO MODAL:**

	Qtz	Kfs	Pl	Wmca	Am	Ep	Ttn	Ap	Op	Zrn
%	24,6	10,2	19,6	6,2	18	17	1,6	1	1	0,8

- **CLASSIFICAÇÃO:** epidoto-anfibólio granodiorito milonitizado.

➤ **AFLORAMENTO: RAF-07**

- **DESCRIÇÃO:** Rocha inequigranular média, com bandamento composicional caracterizado pela alternância entre bandas félsicas (quartzo-feldspáticas) e bandas máficas de coloração esverdeada (majoritariamente anfibólio e epidoto). Apesar de

características como granulometria mais fina, bandamento milimétrico e bem mais definido em relação à amostra anterior, as amostras se assemelham. A foliação da amostra é controlada principalmente pela orientação dos grãos de anfibólio e quartzo e feldspato. Pode-se observar a presença de micro-cisalhamento na rocha. As amostras RAF-06 e 07 são amostras de rochas semelhantes, mas esta última tem texturas de temperatura mais alta, e uma retrogressão de hornblenda para epidoto mais actinolotita não tão avançada. A compilação entre os dados petrográficos, geoquímicos e geofísicos indica que estas amostras representam uma unidade do enxame de diques da folha Caruaru, agora já milonitizada. Como minerais acessórios têm-se minerais opacos, titanita, apatita, zircão e biotita, e secundários, além da mica branca produzida a partir da alteração por sericitização dos feldspatos, tem-se minerais carbonáticos.

QUARTZO: Ocorre como grãos xenomórficos, aproximadamente equidimensionais, submilimétricos (0,5 - 0,1 mm). Estes grãos estão recristalizados, com extinção ondulante, formação e rotação de subgrão.

FELDSPATOS: Ocorrem xenomórficos, alguns grãos de feldspatos intensamente sericitizados podem ser encontrados, com a alteração preenchendo quase totalmente alguns grãos, assim como processo de saussuritização também pode ser observado. Encontram-se recristalizados, com formação de textura mortar, formação de pertitas nos feldspatos potássicos (não muito evidentes). O plagioclásio encontra-se com geminação mecânica (maclas de deformação), além de fraturados, e em granulação mais fina, recristalizados. Os grãos de feldspato são, em média, menores do que 1 mm em seus maiores eixos.

ANFIBÓLIO (Hbl - Act): Classificado como hornblenda-actinolítica, variando de subidiomórfico a xenomórfico, verde escuro a verde claro amarelado e com cores de interferência bastante variadas. O anfibólio possui tamanhos máximos de 0,6 mm e encontra-se orientado, definindo um dos tipos de bandas da rocha. Os grãos conferem fábrica S-C.

EPIDOTO: Ocorre como agregados de grãos, nos quais os grãos individuais vão de 0,1 a 0,5 mm, variando de incolor amarelado a verde claro, sendo subidiomórficos a xenomórficos. Junto com os anfibólios, constituem o bandamento de cor esverdeada, desta vez sendo menos abundantes, podendo também estar associado a minerais opacos e titanita. Em associação com a actinolita, este par mineral indica retrogressão na seção, não tão avançada quanto na seção anterior. Também são observados prováveis grãos de allanita em núcleos de epidoto (formando “coroa de epidoto”).

BIOTITA: Variando de marrom escuro esverdeado a marrom claro, pode ser subidiomórfica a xenomórfica, alguns grãos com extinção ondulante. A biotita associa-se ou não com o anfibólio, quando associada está nas bordas destes minerais. Orienta-se com os anfibólios, e encontra-se na mesma banda que os mesmos, com tamanhos $\leq 0,3\text{mm}$, muito menores quando nas bordas de anfibólios.

MINERAIS OPACOS: Variando de xenomórficos a subidiomórficos, alguns poucos idiomórficos formam prismas alongados. Comumente associados à titanita e epidoto, encontram-se levemente orientados seguindo os grãos de anfibólio.

TITANITA: Amarelo-amarronzada, de xenomórfica (podendo ocorrer como agregados) a subidiomórfica, a titanita segue a mesma orientação do anfibólio. Comumente associada aos minerais opacos, com estes minerais ocorrendo em seus núcleos, mas pode também se associar a epidoto.

APATITA: Subidiomórfica a idiomórfica, os grãos formam prismas arredondados curtos.

ZIRCÃO: Incolor, subidiomórfico, os grãos estão inclusos em grão de anfibólio, formando halos pleocróicos.

CARBONATO (CALCITA?): Com hábito xenomórfico, os minerais carbonáticos estão associados ao anfibólio e epidoto, também podendo ser encontrados entre grãos de feldspatos, não possuindo orientação preferencial na seção.

MICA BRANCA: Incolor, variando de xenomórfica a subidiomórfica, ocorre como produto de alteração dos feldspatos, provável sericitização.

- **COMPOSIÇÃO MODAL:**

	Qtz	Kfs	Pl	Am	Bt	Wmca	Ep	Op	Ttn	Ap	Cb	Zrn
%	23	10	19,6	29,4	2,8	2	4,2	2,8	1,6	1	2,6	1

- **CLASSIFICAÇÃO**: anfibólio granodiorito milonitizado.

➤ **AFLORAMENTO: RAF-08**

- **DESCRIÇÃO**: Rocha inequigranular de granulação média a grossa, com textura constituída pela presença de porfiroclastos (3-5 mm) de feldspato potássico, majoritariamente, e plagioclásio. A rocha se encontra milonitizada, com textura mortar bastante evidente. A textura da rocha é essencialmente porfiroclástica, e dentre os minerais da matriz, que também é grossa ($\leq 2\text{ mm}$), podem ser observados o quartzo, recristalizado entre os porfiroclastos, e a biotita, que não possui uma direção preferencial e aparenta está se amoldando também aos porfiroclastos, junto com o quartzo. Composicionalmente e texturalmente é uma rocha diferente da encontrada a sul da zona

de cisalhamento na área de estudo. Zircão, epidoto, apatita, granada e minerais opacos estão no grupo dos minerais acessórios. Mica branca e clorita estão como produtos de alteração, como sericitização dos feldspatos e cloritização da biotita, respectivamente.

Esta unidade tem muito menos minerais máficos do que o ortogneisse a sul.

QUARTZO: Os grãos de quartzo encontram-se xenomórficos, formando fitas bastante alongadas (≤ 2 mm), e apresentam texturas índices de deformação e recristalização intensa como extinção ondulante, formação e rotação de subgrão, banda de deformação e *bulging*, os grãos recristalizados mais finos são $< 0,1$ mm.

FELDSPATOS: Ocorrem como porfiroclastos xenomórficos, onde texturas como pertita (de difícil identificação devido ao alto grau de recristalização e intensa alteração dos feldspatos por sericitização), mirmequita (muito pequena nas bordas dos porfiroclastos) e textura mortár (bastante evidente) podem ser identificadas. Um intenso fraturamento está presente nos grãos, muitos deles com material recristalizado e a maioria dos espaços preenchidos por mica branca e clorita. Maclas de deformação e extinção ondulante estão presentes em plagioclásios.

BIOTITA: Dominantemente subidiomórfica, menor do que 1 mm, a biotita varia do marrom claro amarelado ao marrom escuro avermelhado, e ocorre amoldando-se aos grãos de quartzo e feldspatos ou preenchendo fraturas nestes, podendo estar alterada pelo processo de cloritização. Ocorre também como grãos dobrados, fraturados e recristalizados, alguns grãos em sua seção basal.

MINERAIS ACESSÓRIOS: Zircão, epidoto (allanita), apatita, granada e minerais opacos estão como minerais acessórios; granada: subidiomórfica, inclusa em grão de feldspato, sendo fraturada igualmente com os grãos de feldspatos; minerais opacos: xenomórficos, associados com a biotita, também ocorrendo preenchendo espaços.

MICA BRANCA: Ocorre xenomórfica, preenchendo fraturas em grãos de feldspato, como provável produto de sericitização intensa dos mesmos.

CLORITA: Com forma xenomórfica, a clorita encontra-se preenchendo fraturas em grãos de feldspatos, e também associada à biotita, oriunda do processo de cloritização da mesma.

- COMPOSIÇÃO MODAL:

	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Wmca	Chl	Op	Acessórios
%	37,1	20	31,6	8,3	0,9	0,7	0,8	0,6

- CLASSIFICAÇÃO: biotita ortogneisse monzogranítico milonitizado.

➤ **AFLORAMENTO: RAF-10**

- **DESCRIÇÃO:** Rocha inequigranular porfiroclástica de granulação média a grossa, com bandamento composicional, apresentando finas bandas de biotita e bandas quartzo-feldspáticas mais espessas. A banda quartzo-feldspática é composta por cristais de feldspato potássico e plagioclásio porfiroclásticos ($\leq 4\text{mm}$), além de grãos de quartzo em granulação mais fina ($\leq 1\text{ mm}$), recristalizados. Grãos de feldspatos e micas controlam a foliação na seção. As micas conferem uma fábrica S-C à rocha, e os feldspatos formam *boudins* e *augens* assimétricos destrais. Sua mineralogia acessória é dada por granada, zircão e minerais opacos. Os minerais secundários são produzidos pelos processos de sericitização -mica branca- e saussuritização -epidoto- dos feldspatos, opacitização -minerais opacos- e cloritização -clorita- das biotitas.

QUARTZO: Ocorre como grãos xenomórficos recristalizados com granulometria fina ($\leq 1\text{mm}$), devido ao grau de recristalização, amoldando-se aos cristais de feldspatos na forma de fitas alongadas. São grãos xenomórficos, com extinção ondulante, fábrica poligonal e às vezes formando *bulging*. Provavelmente recristalizados por rotação de subgrão.

FELDSPATO POTÁSSICO: Não muito abundante, ocorre como grãos porfiroclásticos xenomórficos, com textura manto-núcleo, às vezes em formas de pertitas, difíceis de serem observadas.

PLAGIOCLÁSIO: Com extinção concêntrica e ondulante, microfraturas preenchidas por biotita, forte encurvamento das ondulações, maclas de deformação e texturas *pull apart* e manto-núcleo. Ocorre em grãos alongados seguindo a orientação da rocha, às vezes formam *augens* simétricos e assimétricos, com cauda de recristalização e/ou sombra de pressão, esta última, sendo de biotita.

BIOTITA: Ocorre orientada e configurando a foliação da rocha, são finos grãos, às vezes microcristalinos, bordejam os cristais de feldspato. Quando mais grossa, está às vezes como sombra de pressão nos feldspatos ou como mica *fish*. É predominantemente xenomórfica a subidiomórfica, varia de marrom claro alaranjado a marrom escuro avermelhado.

GRANADA: Ocorre xenomórfica, porfiroclástica, orientada juntamente com os porfiroclastos de feldspato, com sombra de pressão de micas (predominantemente biotita), toda fraturada, com inclusões de quartzos e micas, e em suas bordas ou ao longo de suas fraturas há alterações para clorita.

ZIRCÃO: Ocorre subidiomórfico a idiomórfico incluso e disperso na rocha sem orientação preferencial.

CLORITA: São grãos xenomórficos e correm como produto de alteração das biotitas (cloritização), associadas a elas e seguindo a mesma orientação.

EPIDOTO: Ocorre junto com as micas e allanitas, são grãos de subidiomórficos a idiomórficos. Ocorrem como processo de saussuritização, sendo xenomórfico.

MICA BRANCA: Ocorre xenomórfica resultante do processo de alteração dos feldspatos (sericitização).

MINERAIS OPACOS: Ocorrem dispersos na rocha, idiomórficos (formas hexagonais), com formas quadráticas em agregados. Estão também como alteração das biotitas em suas clivagens, sendo neste caso, xenomórficos.

- **COMPOSIÇÃO MODAL:**

	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Wmca	Chl	Ep	Zr	Aln	Grt	Op
%	37	5,8	34	15,2	2	1	1	1	1	1	1

- **CLASSIFICAÇÃO**: biotita ortognaisse granodiorítico milonitizado.

➤ **AFLORAMENTO: RAF-14**

- **DESCRIÇÃO**: Rocha inequigranular de granulação média a grossa. Rocha apresentando grãos de feldspato porfiroclásticos, geralmente de plagioclásio, com tamanhos ≤ 3 mm-, quartzo -bastante recristalizado, formando fitas ≤ 2 mm- e biotita -amoldando-se aos demais minerais essenciais- orientados, definindo a textura bandada da rocha. Sua mineralogia acessória é dada por zircão e minerais opacos. Os minerais secundários são produzidos pelos processos de sericitização -mica branca- e saussuritização -epidoto- dos feldspatos, opacitização -minerais opacos- e cloritização -clorita- das biotitas.

QUARTZO: Ocorre como grãos bastante recristalizados, xenomórficos, com extinção ondulante. Comumente fitados, com formação de bandas de cisalhamento, rotação de subgrão e *bulging*. Encontra-se amoldando-se aos porfiroclastos, similarmente à biotita.

FELDSPATO POTÁSSICO: Ocorre como grãos xenomórficos e em pouca quantidade na rocha, normalmente com exsoluções de plagioclásio, formando pertitas e recristalização destas.

PLAGIOCLÁSIO: Ocorre em grãos xenomórficos, com geminação dobrada, muitos fraturados e microfraturados, com maclas de deformação e recristalização. Alterados por sericitização ao longo de suas maclas e apresentando textura mortar. Antipertitas também são encontradas, em exsoluções não muito bem definidas (com formas mais espessas, diferentes das exsoluções mais comuns).

BIOTITA: Ocorre xenomórfica, do marrom escuro avermelhado ao marrom claro esverdeado, definindo a foliação da rocha juntamente com os feldspatos. Os grãos estão bordejando os cristais de feldspato.

ZIRCÃO: Ocorre incluso nas biotitas, com formas idiomórficas, formando halos pleocróicos.

CLORITA: Ocorre como alteração da biotita -cloritização-, ocorrendo nas bordas das mesmas, com forma xenomórfica.

EPIDOTO: Ocorre subidiomórfico a idiomórfico (associado à biotita), disperso na rocha, e xenomórfico como produto de alteração dos feldspatos -saussuritização-. Também foi encontrado grão de allanita.

MICA BRANCA: Ocorre em grãos xenomórficos, como produto de alteração dos feldspatos -sericitização-.

MINERAIS OPACOS: Ocorrem tanto como alteração das biotitas (principalmente xenomórficos) -opacitização-, outras vezes dispersos na rocha idiomórficos a subidiomórficos, com formas losangulares/quadradas a hexagonais.

- **COMPOSIÇÃO MODAL:**

	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Wmca	Chl	Ep	Zrn	Aln	Op
%	40	8	30	16	1	1	1	1	1	1

- **CLASSIFICAÇÃO**: biotita ortognaisse granodiorítico.

➤ **AFLORAMENTO: RAF-15**

- **DESCRIÇÃO**: Rocha inequigranular de granulação média. Rocha com textura gnáissica e bandamento composicional, gerado pela alternância entre bandas félsicas (quartzo-feldspáticas) e máficas (biotita), com bandas félsicas sendo dominantes sobre as máficas. Os grãos de biotita caracterizam o bandamento da amostra, e ocorrem amoldando-se aos grãos de minerais félsicos. Apresentando duas direções de foliação vistas em afloramento e em lâmina. Sua mineralogia acessória é dada por zircão, epidoto e minerais opacos. Os minerais secundários são produzidos pelos processos de sericitização -mica branca- dos feldspatos, opacitização -minerais opacos- e cloritização -clorita- das biotitas. Bastante semelhante à amostra anterior, não chegando a ser porfiroclástica, apenas localmente.

QUARTZO: Xenomórfico, em grãos de até 4 mm em comprimento. Com extinção ondulante, formação e rotação de subgrão e bandas de deformação. Não tanto recrystalizado como na amostra anterior, não chegando a formar fitas.

FELDSPATOS: Em grãos xenomórficos, com tamanhos ≤ 3 mm, predominam os plagioclásios. Com maclas de deformação e algumas maclas fraturadas. Texturas de pertita e

mirmequita, ambas não muito evidentes/presente. Alteração como sericitização intensa é comum. Quando fraturados, suas fraturas podem estar preenchidas por biotita recristalizada, assim como também seus planos de geminação (no caso do plagioclásio). Suas geminações também podem estar preenchidas por mica branca fina, resultante do processo de sericitização. Quando porfiroclásticos, podem formar *augen* com sombra de pressão de biotita.

BIOTITA: Subidiomórfica a xenomórfica, de marrom claro esverdeado a marrom escuro. Encontra-se orientada, controlando o bandamento da rocha. Quando recristalizada, está em granulação mais fina preenchendo espaços entre grãos e fraturas.

CLORITA: Subidiomórfica a xenomórfica, incolor a verde clara, apresenta-se como produto de cloritização da biotita. Ocorrendo associada a esta, alternando entre suas clivagens ou bordas.

MICA BRANCA: Xenomórfica, como produto da sericitização dos feldspatos, ocorrendo com os mesmos.

ZIRCÃO: Subidiomórfico a idiomórfico. Encontra-se por vezes como inclusões na biotita formando halos pleocróicos, e quando não como inclusões, ocorre distribuído aleatoriamente na rocha.

EPIDOTO: Xenomórfico ocorrendo em grãos arredondados, associa-se ou não à biotita, ocorrendo distribuído aleatoriamente na rocha.

MINERAIS OPACOS: Xenomórficos a subidiomórficos, com formas quadradas/losangulares. Encontram-se sem orientação preferencial, podendo estar associados à biotita e epidoto.

- **COMPOSIÇÃO MODAL:**

	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Chl	Wmca	Zrn	Ep	Op
%	32	12	30	20	2	0,5	0,5	0,5	2,5

- **CLASSIFICAÇÃO:** biotita ortognaisse granodiorítico.

➤ **AFLORAMENTO: RAF-16**

- **DESCRIÇÃO:** Rocha inequigranular de granulação média. Rocha gnáissica com bandamento composicional, gerado pela alternância entre bandas félsicas (quartzo-feldspáticas) e máficas (biotita), com bandas félsicas sendo dominantes sobre as máficas. Foliação S-C não muito forte, porém observável. Os grãos de biotita caracterizam o bandamento da amostra, e amoldam-se aos grãos de minerais félsicos. Sua mineralogia acessória é dada por rutilo, apatita, zircão e minerais opacos. Os minerais secundários são produzidos pelos processos de sericitização -mica branca- dos feldspatos, opacitização -

minerais opacos- e cloritização -clorita- das biotitas. Bastante semelhante às amostras RAF-14 e RAF-15 anteriores, voltando a ser porfiroclástica.

QUARTZO: Em grãos xenomórficos, com tamanhos ≤ 2 mm. Ocorre com extinção ondulante, formação e rotação de subgrão, *bulging* e grãos fitados (totalmente recristalizados).

FELDSPATOS: Xenomórficos, com tamanhos ≤ 4 mm. Com textura mortor (não muito frequente, mas ocorre), maclas de deformação e leve encurvamento nas geminações dos plagioclásios. Estão fraturados e podem estar preenchidos com mica branca e/ou clorita. Pertitas não são muito frequentes. Formam *augens*, alguns com cauda de recristalização (muito sutil) e/ou sombra de pressão, esta sendo composta por biotita.

BIOTITA: Marrom claro amarelado a marrom escuro avermelhado, subidiomórfica a xenomórfica, encontra-se orientada na seção.

MICA BRANCA: Xenomórfica, como produto de alteração dos feldspatos (sericitização), ocorrendo nos grãos de feldspatos ou em preenchimento de fraturas.

CLORITA: Verde claro amarelado, xenomórfica a subidiomórfica, como produto de alteração da biotita (cloritização). Ocorrendo nas bordas das biotitas ou em preenchimento de fraturas.

MINERAIS OPACOS: Xenomórficos a subidiomórficos, aparentam preencher espaços vazios na rocha, e não possuem orientação preferencial. Podendo estar associados à biotita, nos núcleos das mesmas, como provável produto de alteração por opacitização.

RUTILO: Amarelo-amarronzado, xenomórfico, está preenchendo fraturas e contatos entre grãos.

APATITA: Forma prismas curtos, não muito alongados, com pontas arredondadas.

EPIDOTO: Subidiomórfico a xenomórfico, associado com os minerais opacos.

ZIRCÃO: Subidiomórfico, quando como inclusões na biotita, estão formando halos pleocróico. Encontra-se seguindo a mesma orientação da biotita.

- **COMPOSIÇÃO MODAL:**

	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Wmca	Chl	Op	Rt	Ap	Ep	Zrn
%	41	6,2	33,2	9,6	1,4	2,4	3,6	0,4	0,6	0,8	0,8

- **CLASSIFICAÇÃO:** biotita ortognaisse granodiorítico.

➤ **AFLORAMENTO: RAF-17**

- **DESCRIÇÃO:** Rocha inequigranular (não porfiroclástica) de granulação média, com bandamento composicional. Apresentando uma banda quartzo (≤ 2 mm)-feldspática (≤ 1 mm) e outra com enriquecimento de biotita $\pm$ hornblenda. Em uma parte da seção, a mineralogia félsica (além de apresentar-se granulometricamente mais grossa) domina

sobre a mineralogia máfica. Em ambas, observa-se foliação, representada pela orientação de alongamento dos feldspatos (≤ 1 mm), biotitas e hornblendas. As biotitas conferem uma foliação S-C à amostra, e encontram-se bordejando os feldspatos que formam *augens*, formando sombra de pressão nos mesmos. A mineralogia pode variar nas porções mais grossas (B1) e mais finas (B2). Além desses minerais essenciais, sua mineralogia acessória é dada por apatita e minerais opacos. Os minerais secundários são produzidos pelos processos de sericitização -mica branca- e saussuritização -epidoto- dos feldspatos, cloritização -clorita- das biotitas e opacitização -minerais opacos- das biotitas.

QUARTZO: Forma grãos xenomórficos ≤ 2 mm. B1- ocorre recristalizado, com extinção ondulante, às vezes fitados, bordejando os cristais de feldspato, com rotação de subgrão; B2 - ocorre recristalizado, mas com menor intensidade, tem extinção ondulante e ocorrem bordejando os grãos de feldspatos.

FELDSPATO POTÁSSICO: Forma grãos xenomórficos ≤ 1 mm, de ocorrência rara, quando ocorre, é na forma de pertitas.

PLAGIOCLÁSIO: Forma grãos xenomórficos ≤ 1 mm. B1- ocorrem fraturados, recristalizados, com geminação dobrada, maclas de deformação. São alterados por argilitização, sericitização e saussuritização.

BIOTITA: Varia de marrom escuro avermelhado a marrom claro amarelado. B1- ocorre em menor quantidade, com granulometria mais fina, apresentando-se nas foliações e preenchendo fraturas de alguns feldspatos; B2- ocorre subidiomórfica a xenomórfica, orientada seguindo a foliação ou não, com inclusões de opacos e zircão e está sempre associada com epidoto.

HORNBLENDA (*hastingsita*): Varia de verde escuro azulado a verde claro amarelado. B1- ocorre em menor quantidade, dispersa na rocha nas proximidades da biotita, de subidiomórfica a xenomórfica; B2- bem mais frequente, ocorrendo da mesma maneira de B1.

CLORITA: Em ambas as porções a clorita ocorre como produto de alteração das biotitas, sendo encontrada em suas clivagens e bordas.

APATITA: Ocorre idiomórfica a subidiomórfica, alongada ou prismática, dispersa na rocha.

EPIDOTO: Ocorre principalmente na região das biotitas, de xenomórfico a idiomórfico. Allanita seguem o mesmo padrão deste.

MINERAIS OPACOS: Ocorrem dispersos na rocha, às vezes com rutilo associado, variam de formas quadráticas a arredondadas, alguns idiomórficos. Estão em granulometria mais fina quando associados à biotita, provável resultado da opacitização.

- COMPOSIÇÃO MODAL:

	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Hbl	Chl	Ap	Ep	Op
%	42	8	34	10	1	1	1	1	1

- CLASSIFICAÇÃO: biotita ortognaisse granodiorítico.