



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ  
CENTRO DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**O COMPLEXO PAULISTANA NO DOMÍNIO INTERNO DA FAIXA RIACHO DO  
PONTAL: PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS SEQUÊNCIAS METAVULCÂNICAS**

**EVILARDE CARVALHO UCHÔA FILHO**

**FORTALEZA  
2015**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ  
CENTRO DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**O COMPLEXO PAULISTANA NO DOMÍNIO INTERNO DA FAIXA RIACHO DO  
PONTAL: PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS SEQUÊNCIAS METAVULCÂNICAS**

**EVILARDE CARVALHO UCHÔA FILHO**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral

**FORTALEZA  
2015**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

U19c Uchôa Filho, Evilarde Carvalho.

O Complexo Paulistana no domínio interno da Faixa Riacho do Pontal: petrografia e geoquímica das sequências metavulcânicas / Evilarde Carvalho Uchôa Filho. – 2015.  
116 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2015.

Orientação: Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral.

1. Geoquímica. 2. Rochas máficas. 3. Rochas ultramáficas. 4. Complexo Paulistana. 5. Faixa Riacho do Pontal. I. Título.

CDD 551

---



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ  
CENTRO DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**O COMPLEXO PAULISTANA NO DOMÍNIO INTERNO DA FAIXA RIACHO DO  
PONTAL: PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS SEQUÊNCIAS METAVULCÂNICAS**

**EVILARDE CARVALHO UCHÔA FILHO**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Aprovada em: \_\_\_\_ / \_\_\_\_ / \_\_\_\_.

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral (Orientador)  
Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP)

---

Prof. Dr. Fabrício de Andrade Caxito  
Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG)

---

Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

*À família*

## **AGRADECIMENTOS**

*Em especial à minha esposa, Kamila Beatriz, pelo amor, dedicação, companheirismo, paciência e compreensão nos momentos de ausência.*

*Aos meus pais, Evilarde e Edinir, pelo apoio em todos os momentos dessa jornada.*

*Ao meu irmão, John Robson, pelo apoio e incentivo em todos os momentos da minha vida.*

*Ao Prof. Wagner Amaral pela orientação e oportunidade de trabalhar com a geologia da Faixa Riacho do Pontal da Borborema, pelas discussões geológicas, paciência e incentivo principalmente nos momentos de dificuldades.*

*A todos os professores do curso de pós-graduação em geologia da UFC pelos ensinamentos em sala de aula.*

*A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM-RETE) pelo apoio logístico nas etapas de Campo.*

*A FAPESP pelo auxílio de pesquisa do Projeto A Faixa Riacho do Pontal no contexto da Orogênese Cariris Velhos a amalgamação do Gondwana Ocidental na Província Borborema, coordenado pelo Prof. Dr. Wagner Amaral*

*Por fim, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Programa REUNI pela bolsa de estudos durante parte da pós-graduação.*

## RESUMO

O Complexo Paulistana, localizado no domínio interno da Faixa Neoproterozoica Riacho do Pontal, corresponde a uma sequência metaplutono /vulcano-sedimentar composta de rochas metamórficas de fácies xisto verde a fácies anfibolito. Análises geoquímicas revelaram o predomínio de álcali-basalto de alto Fe toleítico para os anfibolitos e alcalina a sub-alcalina para os metagabros. Os diagramas de Elementos Terras Raras e os diagramas multielementares para as amostras vulcânicas mostram enriquecimento em ambos ETRL e ETRP, anomalias positivas de Ba, Ta, Nb, P e anomalias negativas discretas de Th, K e Sr. As metaultramáficas apresentam enriquecimento em ETR, anomalias positivas de Ba, Rb, Th, Nb, Ta, La e Ce e suaves anomalias negativas de Rb, K e Sr. No entanto, clinopiroxênio-anfibolitos apresentam composição mais próxima do manto primitivo, são pobres em ETRL e ETRP, apresentam anomalias negativas de K, La e Ce. As análises químicas das metagabros revelaram um enriquecimento ETRL e ETRP, anomalias positivas de Ba, Th e P e anomalias negativas discretas de Rb e K. As rochas vulcânicas cálcio-alcalinas (basaltos a riolitos) deformadas ao longo do Lineamento Pernambuco Oeste indicam vulcanismo intraplaca gerado em bacia trans-tensional. Os resultados apresentados neste estudo combinados com os dados disponíveis na literatura sugerem que as rochas metamáficas/metaultramáficas do Complexo Paulistana formaram-se em ambiente extensional relacionado à pluma mantélica toniana (ca. de 890 Ma), de transição continente-oceano, precursor à crosta oceânica existente entre o Bloco Pernambuco-Alagoas e o Cráton do São Francisco.

**PALAVRAS CHAVE:** Metamáfica, Metaultramáfica, Faixa Riacho do Pontal

## ABSTRACT

The Paulistana Complex, located in the Internal Domain of the Neoproterozoic Riacho do Pontal Fold Belt, corresponds to a metaplutono/volcanic-sedimentary sequence composed of metamorphic rocks at greenschist to amphibolite facies. Geochemical analyses revealed the predominancy of alkali-basaltic high Fe tholeiitic composition for the amphibolites, and alkaline to sub-alkaline for the metagabbros. The Rare-Earth Elements (REE) and the multi-elementary diagrams for the volcanic samples show enrichment in both LREE and HREE, positive anomalies of Ba, Ta, Nb, P and discrete negative anomalies of Th, K and Sr. Metaultramafic rocks display enrichment in REE, positive anomalies of Ba, Rb, Th, Nb, Ta, La e Ce, and negative anomalies of Rb, K and Sr. Clinopyroxene-amphibolite display decrease in LREE and HREE, with compositions closer to the primitive mantle, with negative anomalies of K, La and Ce. The chemical analyses of the metagabbros reveal an enrichment in LREE and HREE and positive anomalies of Ba, Th and P with discrete negative anomalies of Rb and K. The volcanic rocks (basalts to rhyolites) deformed along the Lineament Pernambuco Oeste indicate intraplate volcanism generated in trans-tensional basin. The results presented in this study combined with available data in the literature suggest that the metamafic/metaultramafics rocks of the Paulistana Complex were formed in extensional setting related with Tonian (ca. 890 Ma) mantle plumes, of transition continent-ocean, precursor to the existing ocean crust between Pernambuco-Alagoas Block and São Francisco Craton.

**KEYWORDS:** Metamafic, Metaultramafic, Riacho do Pontal fold belt

## SUMÁRIO

<b>1 - INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 - Objetivos e Metas.....</b>	<b>2</b>
<b>1.2 - Localização da área de Estudo.....</b>	<b>3</b>
<b>1.3 - Condicionantes geoambientais.....</b>	<b>3</b>
<b>1.4 - Métodos.....</b>	<b>4</b>
<b>1.4.1 - Revisão bibliográfica.....</b>	<b>4</b>
<b>1.4.2 - Processamento Digital e Imagens (PDI) e Aerogeofísica.....</b>	<b>4</b>
<b>1.4.3 - Trabalhos de Campo.....</b>	<b>5</b>
<b>1.4.4 - Análise Petrográfica.....</b>	<b>6</b>
<b>1.4.5 - Litogeoquímica.....</b>	<b>6</b>
<b>1.4.6 - Integração final dos dados.....</b>	<b>7</b>
<b>2 - PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGENS.....</b>	<b>8</b>
<b>3 - AEROGEOFÍSICA.....</b>	<b>10</b>
<b>3.1 - Magnetometria.....</b>	<b>12</b>
<b>3.2 - Gamaespectrometria.....</b>	<b>15</b>
<b>4 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>	<b>20</b>
<b>4.1 - Província Borborema.....</b>	<b>20</b>
<b>4.1.1 - Arcabouço geológico da Província Borborema.....</b>	<b>21</b>
<b>4.2 - Zona Transversal da Província Borborema.....</b>	<b>24</b>
<b>4.2.1 - Complexo Itaizinho.....</b>	<b>24</b>
<b>4.3 - Zona Meridional da Província Borborema.....</b>	<b>24</b>
<b>4.3.1 - Faixa Riacho do Pontal.....</b>	<b>24</b>
<b>4.3.1.1 - Zona Interna.....</b>	<b>28</b>
<b>4.3.1.2 - Zona Central.....</b>	<b>31</b>
<b>4.3.1.3 - Zona Externa.....</b>	<b>32</b>
<b>4.3.1.4 - Granitogênese brasileira.....</b>	<b>33</b>
<b>5 - GEOLOGIA LOCAL.....</b>	<b>35</b>
<b>5.1 - Faixa Riacho do Pontal.....</b>	<b>35</b>
<b>5.1.1 - Complexo Santa Filomena.....</b>	<b>35</b>
<b>5.1.1.1 - Gnaisses.....</b>	<b>36</b>
<b>5.1.1.2 - Quartzitos.....</b>	<b>37</b>
<b>5.1.1.3 - Metamáficas.....</b>	<b>38</b>
<b>5.1.2 - Complexo Paulistana.....</b>	<b>38</b>
<b>5.1.2.1 - Quartzitos.....</b>	<b>38</b>

5.1.2.2 - Xistos.....	39
5.1.2.3 - Migmatitos.....	40
5.1.2.4 - Metamáficas.....	41
5.1.2.5 - Metaultramáficas e metaultrabásicas.....	43
5.1.2.6 - Metachertes.....	44
<b>5.1.4 - Suíte Afeição.....</b>	<b>44</b>
<b>5.1.5 - Suíte Rajada.....</b>	<b>45</b>
<b>5.1.6 - Suíte Serra da Aldeia.....</b>	<b>46</b>
<b>5.1.7 - Vulcânicas milonitizadas.....</b>	<b>46</b>
<b>6 - GEOLOGIA ESTRUTURAL DO COMPLEXO PAULISTANA.....</b>	<b>49</b>
<b>7- PETROGRAFIA.....</b>	<b>53</b>
<b>7.1 - Complexo Paulistana.....</b>	<b>53</b>
<b>7.2 - Complexo Santa Filomena.....</b>	<b>58</b>
<b>7.3 - Vulcânicas milonitizadas.....</b>	<b>59</b>
<b>8 - GEOQUÍMICA.....</b>	<b>64</b>
<b>8.1 - Diagrama ternário AFM e binários de variação.....</b>	<b>70</b>
<b>8.2 - Diagramas de classificação e ambientes tectônicos.....</b>	<b>72</b>
<b>8.3 - Complexo Paulistana.....</b>	<b>76</b>
<b>8.3.1 - Padrões de elementos terras-raras e diagramas multielementares</b>	<b>76</b>
<b>8.4 - Complexo Santa Filomena.....</b>	<b>81</b>
<b>8.4.1 - Padrões de elementos terras-raras e diagramas multielementares</b>	<b>81</b>
<b>8.5 - Rochas vulcânicas ao longo do Lineamento Pernambuco Oeste.....</b>	<b>83</b>
<b>8.5.1 - Padrões de elementos terras-raras e diagramas multielementares</b>	<b>83</b>
<b>9 - DISCUSSÃO.....</b>	<b>85</b>
<b>9.1 - Complexo Paulistana.....</b>	<b>85</b>
<b>9.2 - Complexo Santa Filomena.....</b>	<b>87</b>
<b>9.3 - Vulcânicas milonitizadas.....</b>	<b>88</b>
<b>9.4 - Correlações.....</b>	<b>89</b>
<b>9.5 - Conclusões.....</b>	<b>91</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>94</b>
<b>ANEXOS I e II</b>	

## 1 INTRODUÇÃO

No Brasil, a compartimentação tectônica do território é em grande parte, moldada a partir da orogênese Brasileira/Pan-Africana, evento tectonothermal responsável pela configuração da porção ocidental do Gondwana Ocidental (Almeida *et al.* 1981, Trompette 1994). Esse evento está muito bem registrado nas faixas de dobramentos e empurrões de idade brasileira c.a. de 630 Ma, que circundam os crátons, regiões pouco afetadas pela deformação neoproterozoica. O Cráton do São Francisco (CSF), cujo correlato africano é representado pelo Cráton do Congo, foi delimitado por Almeida *et al.* (1981) a partir das faixas Sergipana, Riacho do Pontal e Rio Preto, na margem norte; Brasília, nas margens oeste e sul; e Ribeira, na margem sudeste.

A Faixa Riacho do Pontal (FRP), onde está inserida a área de estudo, foi definida por Brito Neves (1975) para designar um sistema de dobramentos brasileiros situado ao norte do CSF e ao sul do Lineamento Pernambuco, na região limítrofe entre Pernambuco, Bahia e Piauí. Sua compartimentação foi previamente descrita por Sofner (1971), posteriormente aperfeiçoada por Santos e Caldasso (1978) e Santos & Brito Neves (1984). A FRP tem como característica um embasamento gnáissico-migmatítico arqueano a paleoproterozoico recoberto por rochas metassedimentares, metavulcânicas e metaplutônicas de natureza máfica-ultramáfica de idade neoproterozoica, incluindo distintas gerações de granitos (Santos e Brito Neves 1984, Bizzi *et al.* 2007, Uhlein *et al.* 2011).

A partir de dados litoquímicos e geocronológicos Jardim de Sá *et al.* (1992) sugeriram a subdivisão da faixa em um terreno mesoproterozoico a norte, caracterizado pelas intrusões da Suíte Afeição, e um terreno neoproterozoico a sul, envolvido nas *nappes* do Grupo Casa Nova, separados por uma sutura transcorrente onde a sequência metavulcanossedimentar do Complexo Monte Orebe, onde restos de um arco magmático teriam sido amalgamados. Outras interpretações tectônicas foram apresentadas por Gomes e Torres (1994), que sugerem uma colisão entre o Cráton São Francisco a sul e o terreno Pernambuco/Alagoas a norte, com fechamento de um proto-oceano com duas zonas de subducção de sentido oposto e empilhamento tectônico de ambientes de margem passiva (formações Barra Bonita e Mandacaru do Grupo Casa Nova), retroarco (complexos Brejo Seco e Monte Orebe) e arco magmático (Complexo Paulistana). Torres *et al.* (1994) sugerem uma colisão em que o Cráton São Francisco funcionaria como indentador, com o

desenvolvimento de uma sutura materializada por zonas de cisalhamento E-W com expulsão lateral de massa e obdução de ofiolitos (complexos Monte Orebe e Brejo Seco) na porção central da FRP.

Recentemente novos dados litoestruturais, geoquímicos e geocronológicos, para os complexos metavulcanossedimentares da FRP foram apresentados por Caxito *et al.* (2013), Caxito (2013), Caxito *et al.* (2014a) e Salgado (2014). Dentre as principais contribuições destacam-se uma idade de  $819 \pm 120$  Ma obtida a partir da isócrona Sm/Nd em rochas metabásicas do Complexo Monte Orebe e uma idade U/Pb em zircão de  $888 \pm 2,6$  Ma em metagabros do Complexo Paulistana por Caxito *et al.* (2014a) e Caxito (2013), respectivamente, e uma idade isocrônica de  $903 \pm 20$  Ma em rochas metaultramáficas do Complexo Brejo Seco por Salgado (2014).

Caxito (2013) propõe uma evolução geodinâmica iniciada ao redor de 1.0 Ga com a geração de um *rift* continental e geração de uma margem passiva onde seriam depositados os complexos Morro Branco (unidade metavulcanossedimentar do Complexo Brejo Seco de Marimon 1990) e Santa Filomena, seguida da Orogênese Cariris Velhos por volta de 966 Ma. Outra tafrogênese entre 820-630 Ma responsável pela instalação da plataforma continental na margem norte do Cráton São Francisco. Por fim a colisão continental entre o Cráton São Francisco e o bloco Pernambuco-Alagoas associado ao magmatismo sin-colisional da Suíte Rajada (575-630 Ma).

Contudo, apesar do conhecimento geológico da Faixa Riacho do Pontal ter avançado nas últimas décadas, a região ainda carece de dados geológicos básicos, principalmente na área de abrangência do Complexo Paulistana. Neste sentido, a proposta desta dissertação envolve o emprego de diferentes técnicas a partir do processamento dos dados aerogeofísicos e de sensores remotos referentes à região do Complexo Paulistana; estudos petrográficos das rochas metamáficas e metaultramáficas; caracterização geoquímica do magmatismo máfico-ultramáfico espalhado nos complexos Paulistana e Monte Orebe e vulcanismo bimodal recentemente encontrados ao longo do Lineamento Pernambuco Oeste.

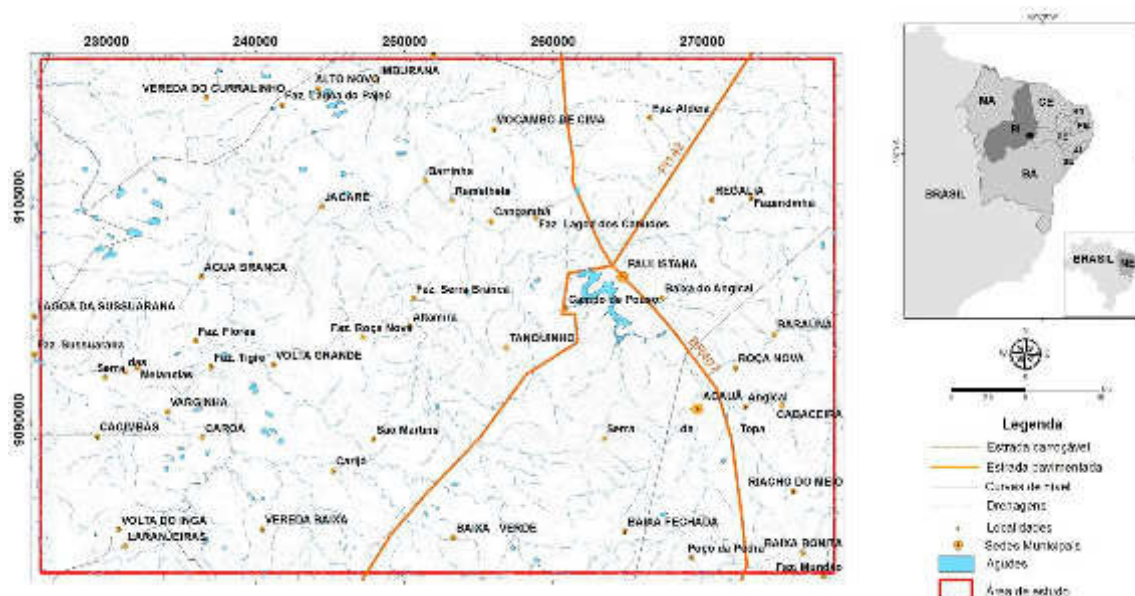
## **1.1 Objetivos e Metas**

Esta pesquisa tem como objetivo principal a caracterização das rochas metamáfica-metaultramáficas dos complexos Paulistana e Santa Filomena, tentando

entender a sua gênese, ambiência tectônica e seu significado nos complexos e consequentemente na Faixa Riacho do Pontal. Como objetivo secundário tem o estudo isotópico (U-Pb em andamento) e caracterização geoquímica de rochas vulcânicas milonitizadas encontradas ao longo do Lineamento Pernambuco Oeste.

## 1.2 Localização da área de estudo

A área de estudo localiza-se na porção Sudeste do Estado do Piauí e engloba os municípios de Acauã, Jacobina do Piauí, Paulistana, Queimada Nova e São Francisco de Assis do Piauí. O polígono da área em apreço é definido pelas coordenadas UTM: 9114246/225732 (vértice superior esquerdo) e 9079852/279046 (vértice inferior direito). A área de interesse tem como principal base de apoio o município de Paulistana (Figura 2). O Acesso à Paulistana partindo de Petrolina pode ser efetuado pela BR-407 percorrendo 178 Km (Figura 1.1).



**Figura 1.1:** Mapa de localização da área de estudo.

## 1.3 Condicionantes geoambientais

As condições climáticas da região onde está inserida a área de estudo apresenta uma variação térmica de 10° C, com temperaturas mínimas de 18° C e máximas de 28° C. O clima é do tipo semiárido, quente e seco. A precipitação pluviométrica média anual fica em torno de 500 mm, onde os períodos mais chuvosos são dezembro-janeiro-fevereiro-março (CPRM 2004).

Os solos da região são solos rasos ou pouco espessos, imaturos, pedregosos e com influência do material subjacente. Predominam latossolos álicos e

distróficos com textura média a argilosa, solos podzólicos vermelho-amarelos com textura média a argilosa, pedregosos ou não, além de areias quartzosas, que compreendem solos arenosos essencialmente quartzosos, drenados e de baixa fertilidade (CPRM 2004).

A vegetação compõe-se de caatinga hipoxerófila e/ou caatinga/cerrado caducifólio, floresta subcaducifólia/caatinga, caatinga hiperxerófila e/ou cerrado subcaducifólio/floresta subcaducifólia (EMBRAPA 1986).

As formas de relevo na região correspondem a: superfícies tabulares de relevo plano com partes suavemente onduladas e altitudes variando de 150-300 metros; superfícies tabulares cimeiras com relevo plano e altitudes entre 400-500 metros, com grandes mesas recortadas; superfícies onduladas, encostas e prolongamentos de chapadas com altitudes variando de 150-500 metros (EMBRAPA 1986).

#### **1.4 Métodos**

Para atingir as metas estabelecidas no projeto da dissertação foram realizadas as seguintes etapas:

- i) Revisão bibliográfica;
- ii) Processamento digital de imagens (PDI) e aerogeofísica;
- iii) Trabalhos de campo;
- iv) Análise petrográfica;
- v) Litogeoquímica;
- vi) Integração final dos dados.

##### **1.4.1 Revisão bibliográfica**

Nesta etapa foi realizada uma revisão de relatórios técnicos, dissertações, teses, e artigos científicos publicados em periódicos e anais de eventos científicos nacionais e internacionais que contemplaram a área de estudo e/ou o tema abordado no presente estudo. Com a análise dos trabalhos levantou-se informações sobre a geologia da Província Borborema (compartimentação estrutural, unidades estratigráficas e evolução tectônica), dando ênfase a Faixa Riacho do Pontal e seus domínios, mais precisamente o seu domínio interno, no qual estão inseridos os complexos Paulistana e Santa Filomena.

##### **1.4.2 Processamento Digital de Imagens (PDI) e Aerogeofísica**

O processamento e a análise espectral de imagens de satélite podem ser utilizados no meio geológico como auxílio na cartografia geológica, pesquisa e

prospecção de minerais de interesse econômico. Para a interpretação foram utilizadas imagens do sensor OLI do Landsat 8.

As imagens foram obtidas no site do *United States Geological Survey* (USGS): <http://earthexplorer.usgs.gov/>, por meio de consulta órbita ponto: 217/68 e 218/68. O tratamento das imagens foi realizado no *software* ENVI® 4.8. Posteriormente, os dados gerados foram importados para o *software* ArcGis® 10.1.

A utilização de dados aerogeofísicos é essencial no reconhecimento litoestrutural de terrenos pré-cambrianos, onde as relações estratigráficas e estruturais são difíceis de serem delimitadas somente com trabalhos de campo (Blum 1999). Os dados aerogeofísicos utilizados são oriundos do Projeto Pernambuco-Piauí (CPRM 2006) que constou do recobrimento de 104.119,98 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta resolução.

Os dados obtidos foram utilizados para identificar feições geológicas de caráter regional e contribuir na delimitação de domínios litológicos na região de Paulistana bem como para a confecção de produtos cartográficos específicos e a integração com os dados geológicos de superfície disponíveis.

#### **1.4.3 Trabalhos de campo**

Os trabalhos de campo foram realizados na região do município de Paulistana, duas etapas de campo com duração de 5 e 10 dias. Na ocasião foram caracterizados 109 pontos de afloramentos incluindo as principais exposições de rochas metamáficas e metaultramáficas do Complexo Paulistana e Monte Orebe bem como as rochas encaixantes.

Durante o mapeamento foram feitos estudos mineralógicos, litológicos, texturais e estruturais. O levantamento das informações de campo foi realizado a partir da caracterização das principais exposições de rochas metamáficas e metaultramáficas obtidas a partir de trabalhos anteriores e de novos pontos a partir de perfis preferencialmente dispostos de forma a permitir o levantamento de feições litoestruturais contínuas e o mais transversal possível a principal foliação regional.

Amostras representativas dos afloramentos visitados foram devidamente coletadas e etiquetadas e selecionadas para análises geoquímicas de rochas metamáfica-metaultramáficas e vulcânicas básicas e ácidas.

#### **1.4.4 Análise petrográfica**

Para a descrição petrográfica foi realizada uma seleção das amostras para a confecção de seções delgadas. Foram confeccionadas 30 seções delgadas-polidas.

A descrição petrográfica foi realizada com o auxílio de um microscópio de luz transmitida e refletida, modelo Olympus BX-41 com iluminador Olympus TH4-100 (Figura 1.2), do Laboratório de Microscopia do Serviço Geológico do Brasil-CPRM na Residência de Teresina (RETE). A caracterização petrográfica possibilitou a definição dos grupos de rocha que viriam a se confirmar nas análises litogeoquímicas.



**Figura 1.2** : Microscópio Olympus BX-41(RETE-CPRM).

#### **1.4.5 Litogeoquímica**

Para a realização das análises geoquímicas foram selecionadas 31 amostras de rochas metamáficas, metaultramáficas dos complexos Paulistana e Santa Filomena e ácidas/básicas associadas para a caracterização química em termos dos elementos maiores e traços a fim de determinar a composição, protólitos e ambiente tectônico de geração dessas rochas.

As análises em rocha total foram realizadas no “Acme Analytical Laboratories” LTD., Vancouver, Canadá, utilizando-se as rotinas de análises (antigo pacote 4A e 4B). Na primeira, foram obtidas as abundâncias totais dos principais óxidos e vários elementos menores a partir de 0,2 g da amostra analisada pelo “inductively coupled plasma” (ICP) – espectrometria de emissão. Na rotina 4B foram obtidos os resultados de elementos terras raras e elementos refratários em 0,2 g de amostra determinado por ICP - espectrometria de massa. Para o tratamento dos

dados foram utilizados os programas *GCDKIT tools* (Versão 3.0) e o *Microsoft Excel* 2010.

Para a análise comportamental dos elementos incompatíveis e imóveis durante o metamorfismo foram utilizados elementos terras raras (La, Ce, Dy, Tb e Yb) Y e Hf (*High Field Strength Element*), recomendados nos estudos de Furnes *et al.* (2013) e Pearce (2014). Geralmente quando se estuda rochas máfica-ultramáficas são utilizados diagramas binários de dispersão com o óxido de magnésio (MgO), mas devido ao metassomatismo de MgO durante o metamorfismo neste estudo foi utilizado o elemento Dy nas abscissas (eixo x) e nas ordenadas (eixo y) foram utilizados os elementos La, Ce, Hf, Tb, Y e Yb (Sacanni 2014).

Para a caracterização em termos da composição das rochas metamáficas e félsicas foram utilizados os diagramas de classificação geoquímica  $Fe^T+Ti$  x Al x Mg de Jensen (1976), Nb/Y vs. Zr/Ti de Pearce (1996), TAS de Le Bas *et al.* (1996) e o diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) para caracterização de séries magmáticas. Para a determinação do ambiente tectônico foram utilizados os diagramas ternários de Pearce *et al.* (1977) com MgO x FeO x  $Al_2O_3$ , Cabanis e Lecolle (1989) com La/10 x Y/15 x Nb/8, Pearce e Cann (1973) com Zr x  $TiO_2$  x Y, sistema Th-Hf-Ta-Zr-Nd de Wood (1980), Zr/4 x 2Nb x Y de Meschede (1986). Foram elaborados diagramas para Elementos Terras-Raras de amostras de rochas metamáfica-metaultramáficas e vulcânicas bimodais normalizadas ao Manto Primitivo de McDounough e Sun (1995) e para elementos traços normalizados aos MORB de Pearce e Parkinson (1993), bem como normalizados a crosta continental superior de Taylor e McLennan (1995).

#### **1.4.6 Integração Final dos dados**

Consistiu na etapa final dos trabalhos na qual foi realizada a integração e análise das informações compiladas dos trabalhos anteriores e dos dados gerados até o momento no presente trabalho. A integração e análise foram realizadas e propiciaram um melhor entendimento acerca da composição e prováveis ambientes tectônicos de geração e fontes das rochas metamáfica-metaultramáficas dos complexos Paulistana e Santa Filomena.

## 2 PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGENS

A utilização de sensores remotos vem auxiliando na prospecção mineral, através do processamento digital de imagens (PDI) de satélite, com análises das respostas espectrais de alvos terrestres que interagem com a radiação eletromagnética.

O processamento digital de imagens foi realizado em imagens Landsat sensor TM, órbita 218/ponto 66 e órbita 217/ponto 66, obtidas no site do USGS: <http://earthexplorer.usgs.gov/>. As imagens do satélite Landsat 8 sensor OLI foram obtidas no final do mês junho, período caracterizado por estiagem. Dentre as bandas disponibilizadas pelo sensor, foram utilizadas apenas as bandas entre o visível e o infravermelho de ondas curtas. As imagens foram processadas no software ENVI 4.8 ® e em seguida trabalhadas em ambiente SIG, no *software* ARCGIS 10 ®.

As imagens do Landsat 8 do sensor OLI foram utilizadas para a composição simples em falsa cor e apresentaram melhores resultados nas seguintes configurações: banda 6 no canal do vermelho, banda 5 no canal do verde e banda 4 no canal do azul; banda 5 no canal do vermelho, banda 4 no canal do verde e banda 3 no canal do azul, respectivamente (Figura 2.1).

As imagens obtidas nas composições em falsa-cor com as bandas do satélite Landsat 8 sensor OLI (Figura 2.1), apresentaram ótimos resultados para realce dos granitoides aflorantes na área de estudo, que nas imagens aparecem em tons esbranquiçados, auxiliando na determinação de seus contatos com as rochas encaixantes. As composições 654 e 543 auxiliaram na determinação da zona de ocorrência de rochas máfica-ultramáficas dos complexos paulistana e Santa Filomena, onde no canal do azul foi colocada a banda do vermelho, realçando assim o solo avermelhado típico de alteração dessas rochas.

## COMPOSIÇÃO EM FALSA COR LANDSAT 8 OLI

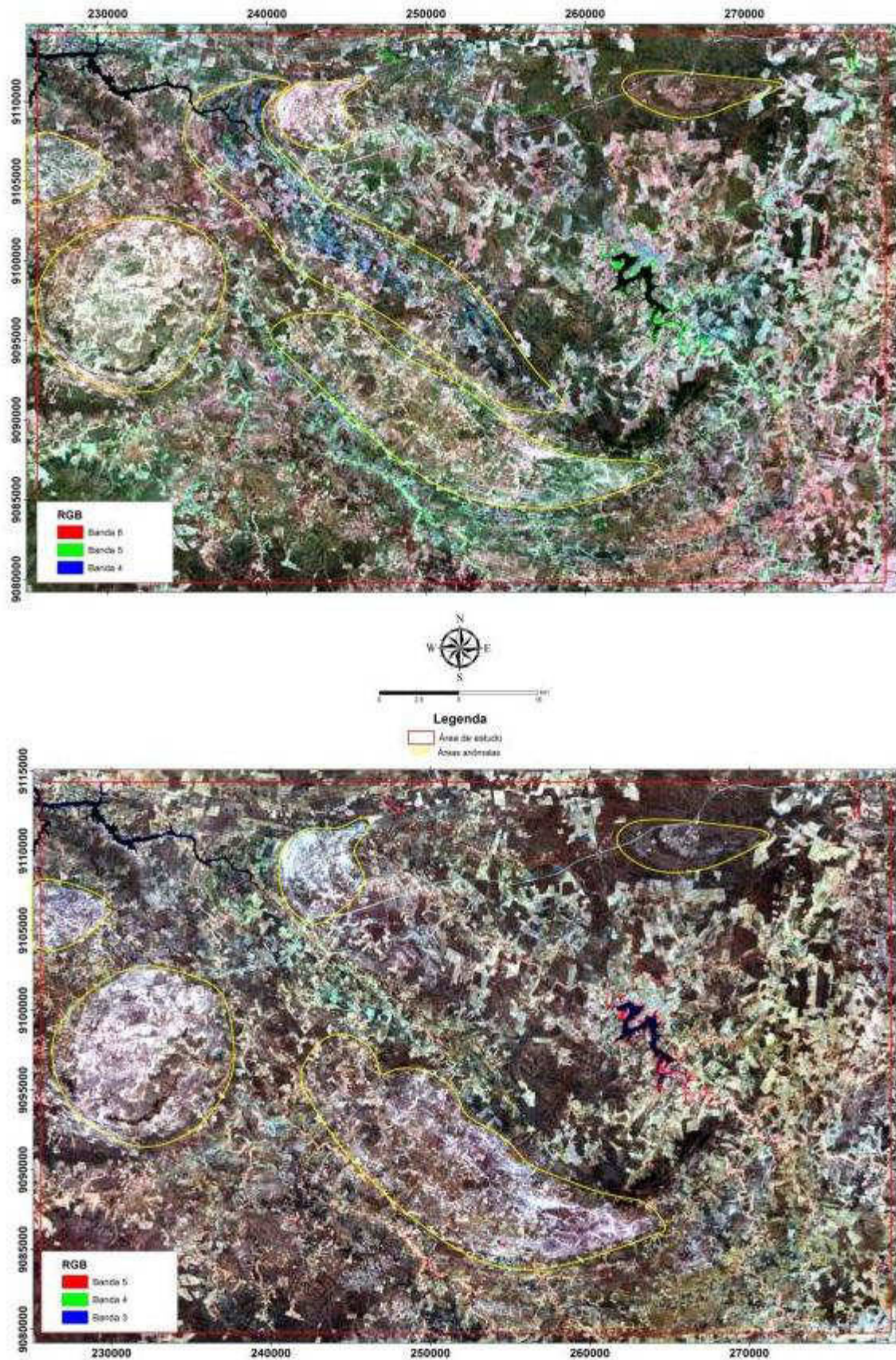


Figura 2.1: Composição em falsa cor com bandas do satélite Landsat 8 sensor OLI.

### **3 AEROGEOFÍSICA**

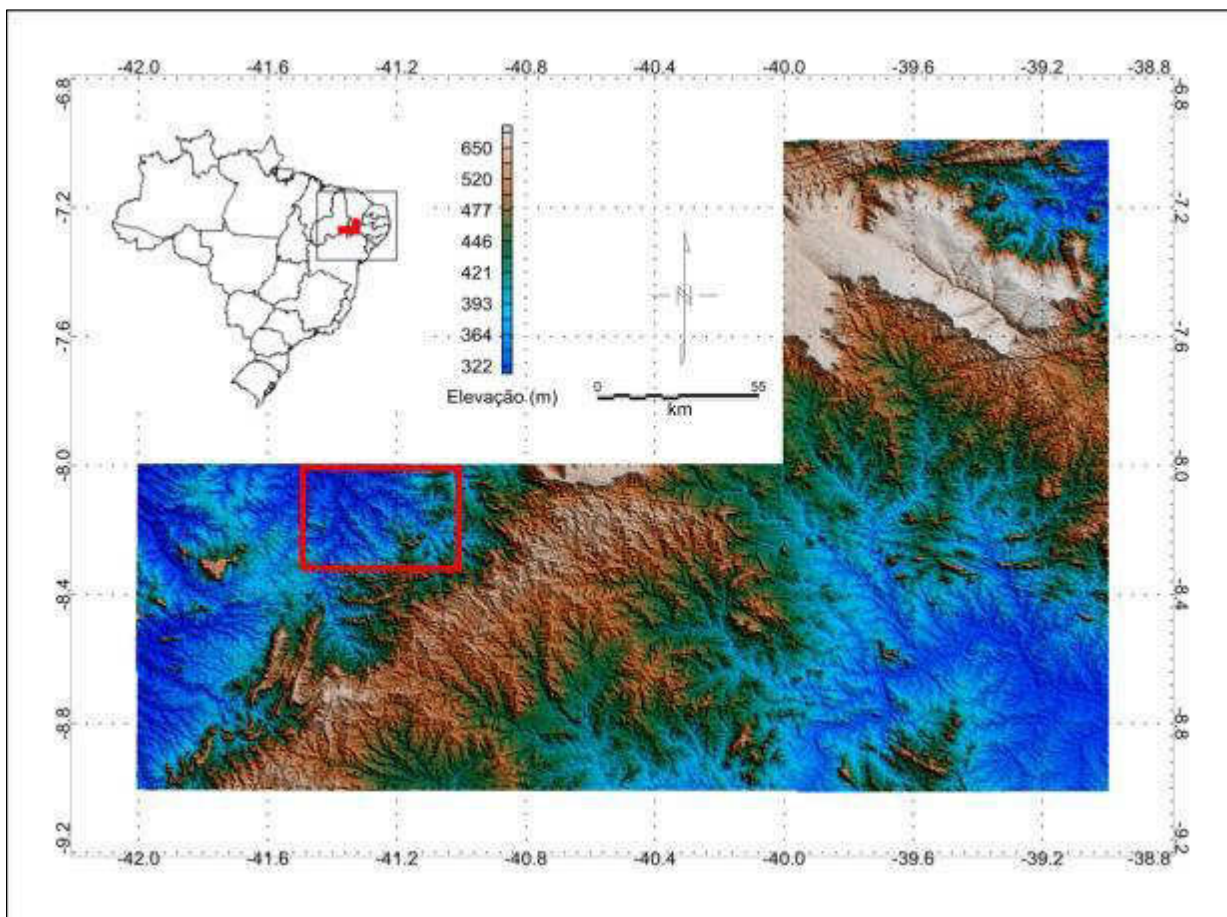
A partir das propriedades físicas da superfície terrestre é possível determinar características geológicas, estruturas deformacionais, anomalias magnéticas, radiométricas, bem como a delimitação de corpos ígneos, bacias sedimentares, depósitos minerais, campos de hidrocarbonetos, etc. Para o mapeamento geológico de superfície os métodos aerogeofísicos potenciais tem sido os mais efetivos, principalmente quando compilados.

O processamento e a interpretação de dados aerogeofísicos em estudos geológicos são de suma importância para o mapeamento geológico em escala regional e local, bem como no levantamento de estruturas que evidenciam o regime tectônico que afeta a área de interesse.

Na presente dissertação tais informações colaboraram para a detecção de áreas homólogas quanto o caráter magnético, outro quanto ao caráter radiométrico, como também um mapa de lineamentos magnéticos na região do Complexo Paulistana.

Os dados aerogeofísicos processados neste trabalho foram adquiridos no Projeto Aerogeofísico Pernambuco-Piauí (CPRM 2006). Os dados aerogeofísicos foram disponibilizados pela Companhia de Pesquisa dos Recursos Minerais (CPRM) em banco de dados database (GBD), em forma de arquivo digital XYZ, onde X e Y, correspondem às coordenadas UTM (Universal Transversa de Mercator), DATUM WGS-84, zona 24S, e Z correspondendo às medidas de magnetometria (nT) e gamaespectrometria (cps).

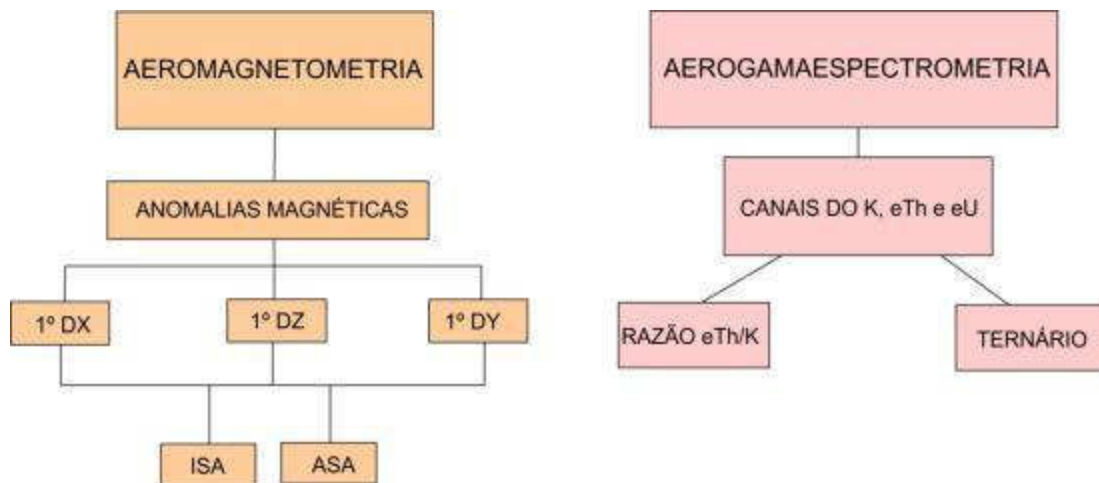
O projeto teve um recobrimento de 104.119,98 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta resolução com linhas de voo e controle, espaçadas de 0,5 km e 10,0 km, respectivamente, orientadas nas direções N-S e E-W, altura de voo fixada em 100 m sobre o terreno. Três aeronaves Cessna 404 Titan de prefixo PT-FZN, Cessna C208 Caravan de prefixo PT-MEC e Piper Navajo PA31-350 de prefixo PR-PRS. Cada aeronave foi responsável por uma determinada área de prospecção. A área do levantamento aerogeofísico do projeto Pernambuco Piauí com a área de estudo pode ser visualizada na Figura 3.1.



**Figura 3.1:** Mapa de localização da área de abrangência do projeto de levantamento aerogeofísico Pernambuco-Piauí e área de estudo (polígono vermelho).

Os dados foram processados no software Geosoft Oasis Montaj (versão 7.0.1) onde foram elaborados *grids* e mapas, realizadas aplicações de filtros e correções para a obtenção de dados de melhor qualidade. O banco de dados foi recortado de modo a reduzir sua extensão àquela que correspondesse à área de estudo. Com a redução do tamanho dos dados os processos de gridagem e geração dos produtos foram facilitados.

A Figura 3.2 mostra um fluxograma com as etapas do processamento dos dados aeromagnetométricos e gamaespectrométricos.



**Figura 3.2:** fluxograma com as etapas do processamento dos dados aerogeofísicos.

### 3.1 Magnetometria

O pré-processamento de dados aeromagnéticos tem como premissa avaliar a qualidade dos dados e para uma posterior interpolação segundo malhas regulares. Para a retirada de ruídos presente nos dados, são aplicadas rotinas de micronivelamento desenvolvida por Blum (1999) e Minty (1991).

O método do processamento consistiu em diversos testes, visando o estudo dos algoritmos de interpolação em malha regular, com o intuito de melhorar a qualidade dos dados. Foram confeccionadas transformações lineares nos dados magnéticos (filtros) que possibilitaram o melhor entendimento da distribuição e da natureza das fontes magnéticas.

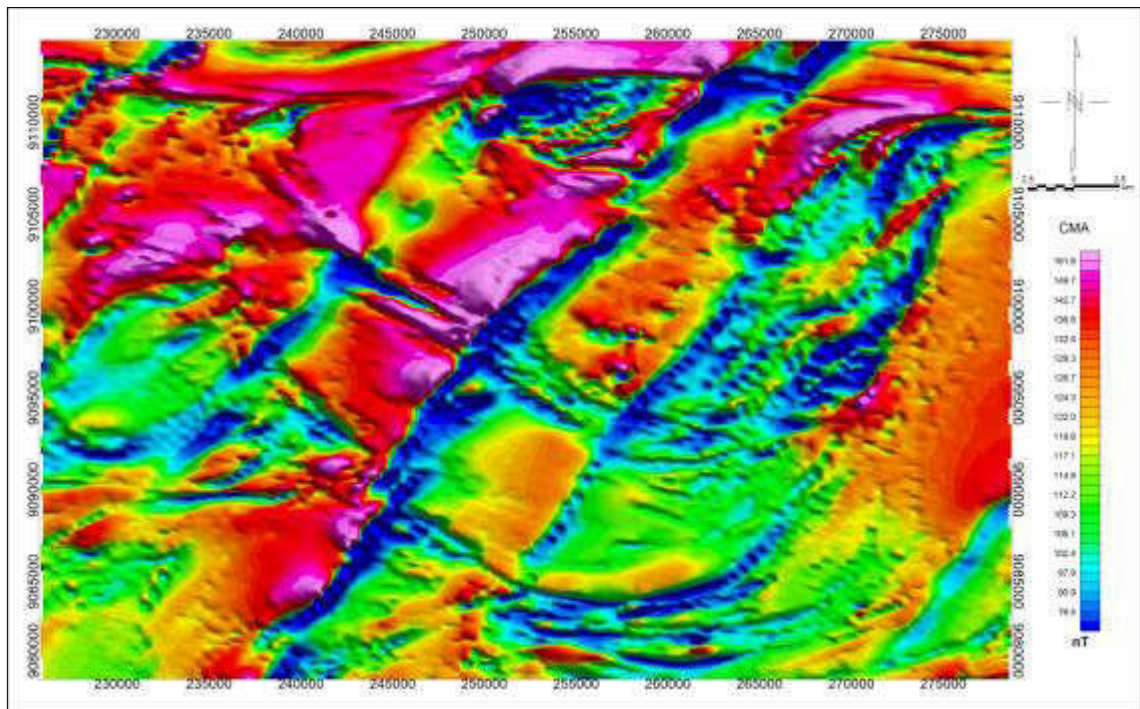
Para o processamento dos dados foi escolhida uma célula de espaçamento de 125 m considerando a relação de  $\frac{1}{4}$  do espaçamento das linhas de voo (Davis 1986), onde foram gerados *grids* (método bidirecional, BIGRID) do campo magnético anômalo (CMA), onde a partir do *grid* do CMA foram originados *grids* das derivadas horizontais em X e Y, e vertical em Z, que juntas serviram para a confecção do *grid* da amplitude do sinal analítico (ASA).

A amplitude do sinal analítico permite a realização de uma estimativa do mergulho e do contraste de susceptibilidade das fontes das anomalias.

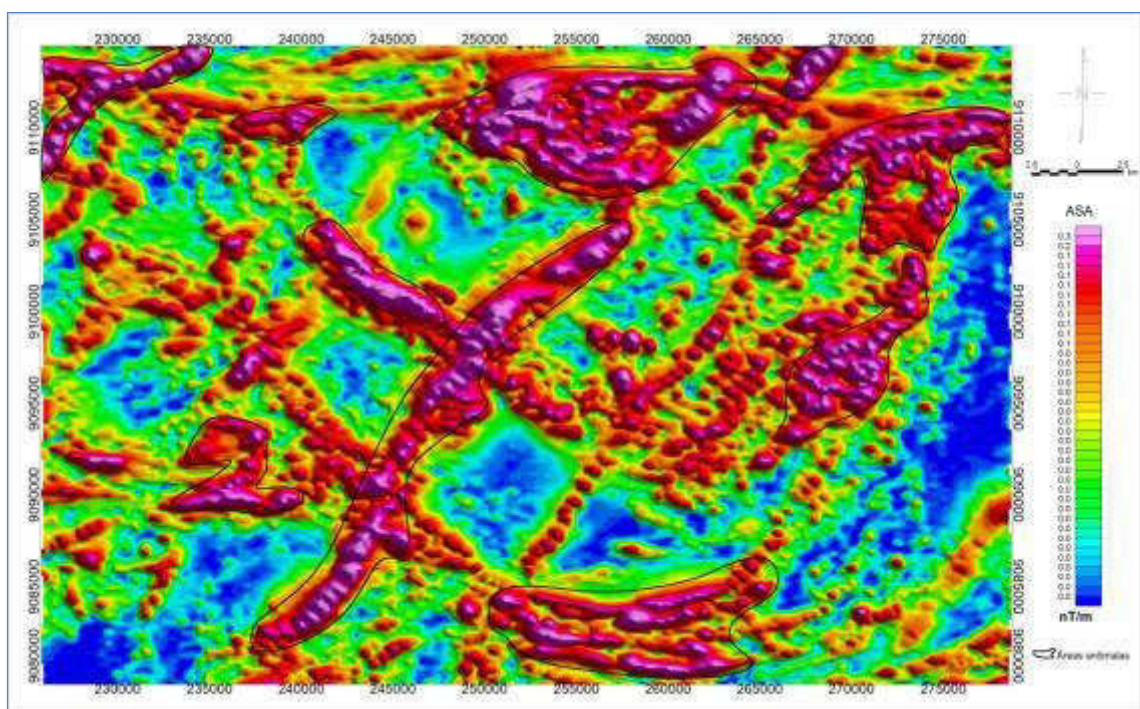
As principais anomalias detectadas no *grid* do CMA (Figura 3.3) e da amplitude do sinal analítico (Figura 3.4), foram fortes lineamentos magnéticos de direção NW-SE, associados a possível regime rúptil e outros com direção E-W associados a zonas de cisalhamento (regime dúctil).

Também foram detectados lineamentos retilíneos de direção NE-SW associados a um evento posterior relacionado a diques de diabásio que cortam

todos os blocos tectônicos em caráter regional (regime rúptil), bem como fraturas aproveitadas por corpos graníticos da Suíte Serra da Aldeia para *emplacement*.



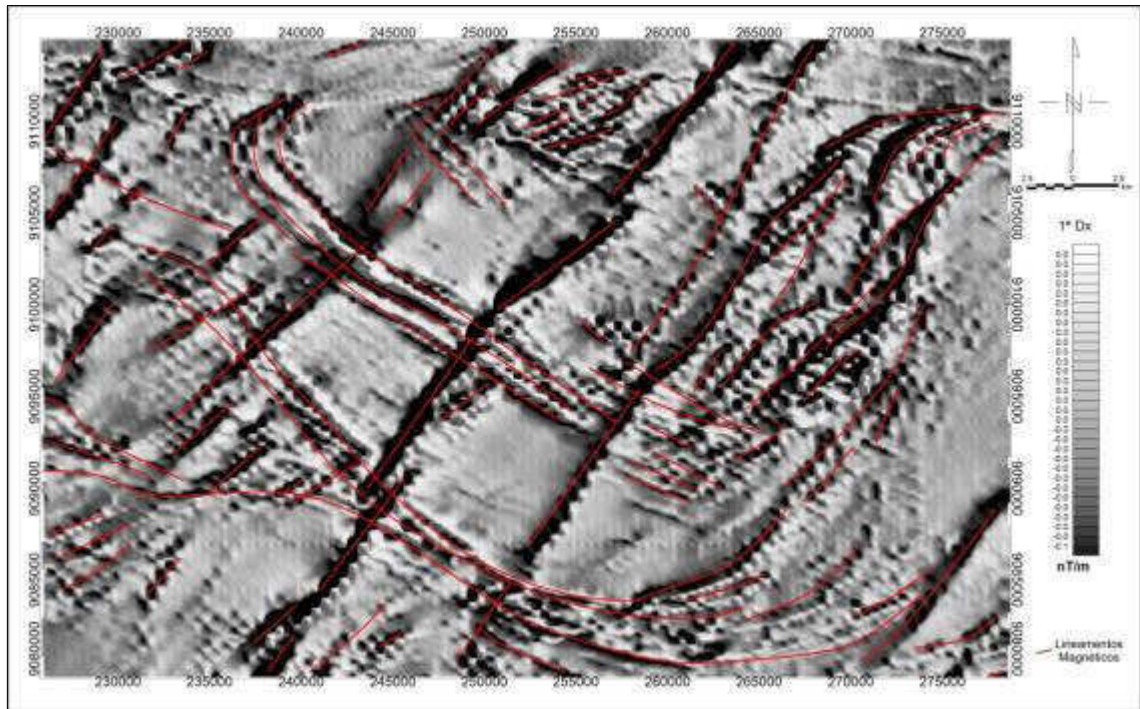
**Figura 3.3:** Campo magnético anômalo.



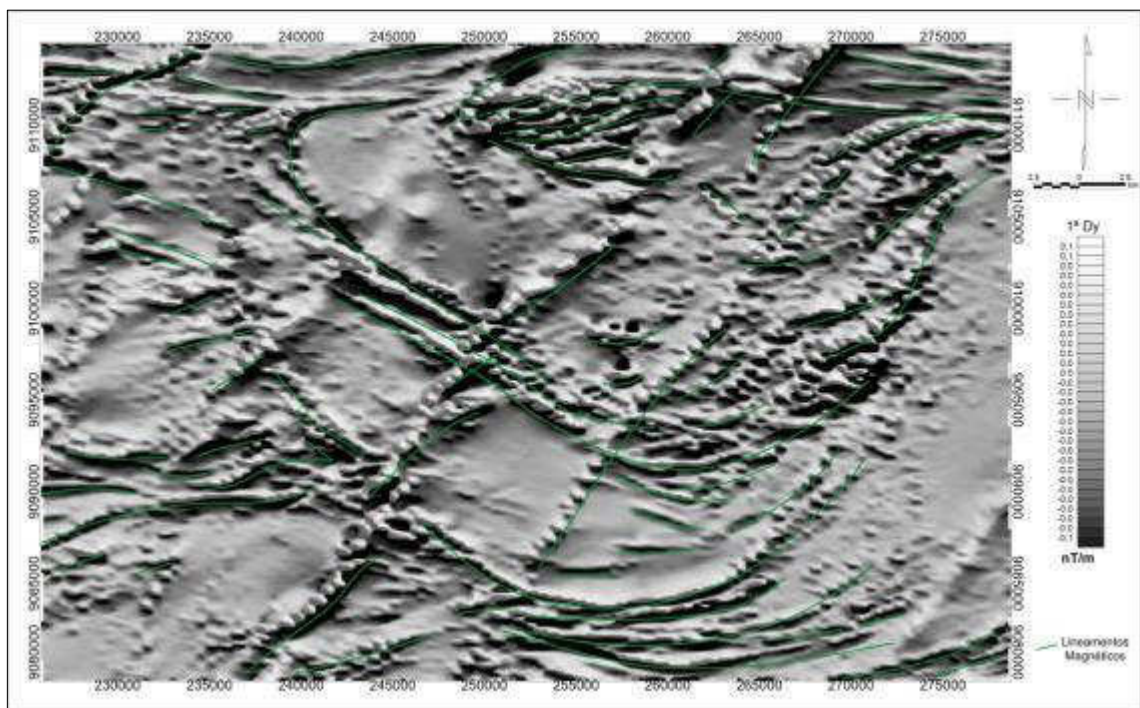
**Figura 3.4:** Amplitude do sinal analítico e anomalias detectadas.

As derivadas horizontais nos eixos X, Y e Z auxiliaram na vetorização de tais lineamentos. As derivadas horizontais nos eixos X e Y (Figuras 3.5 e 3.6 respectivamente) evidenciaram os lineamentos magnéticos de direção NW-SE e NE-

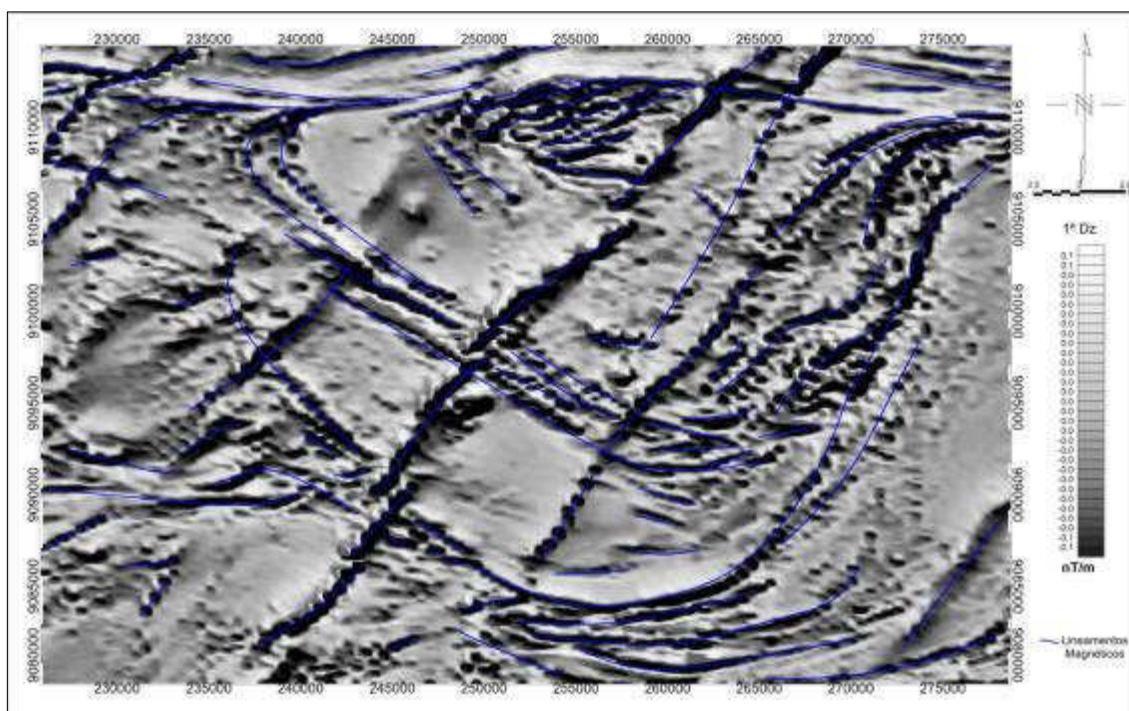
SW, com dito anteriormente de eventos de regimes rúpteis não síncronos. A derivada vertical no eixo Z (Figura 3.7) realçou os lineamentos de direção E-W de regime dúctil.



**Figura 3.5:** Derivada horizontal no eixo X e lineamentos magnéticos.



**Figura 3.6:** Derivada horizontal no eixo Y e lineamentos magnéticos.



**Figura 3.7:** Derivada vertical no eixo Z e lineamentos magnéticos.

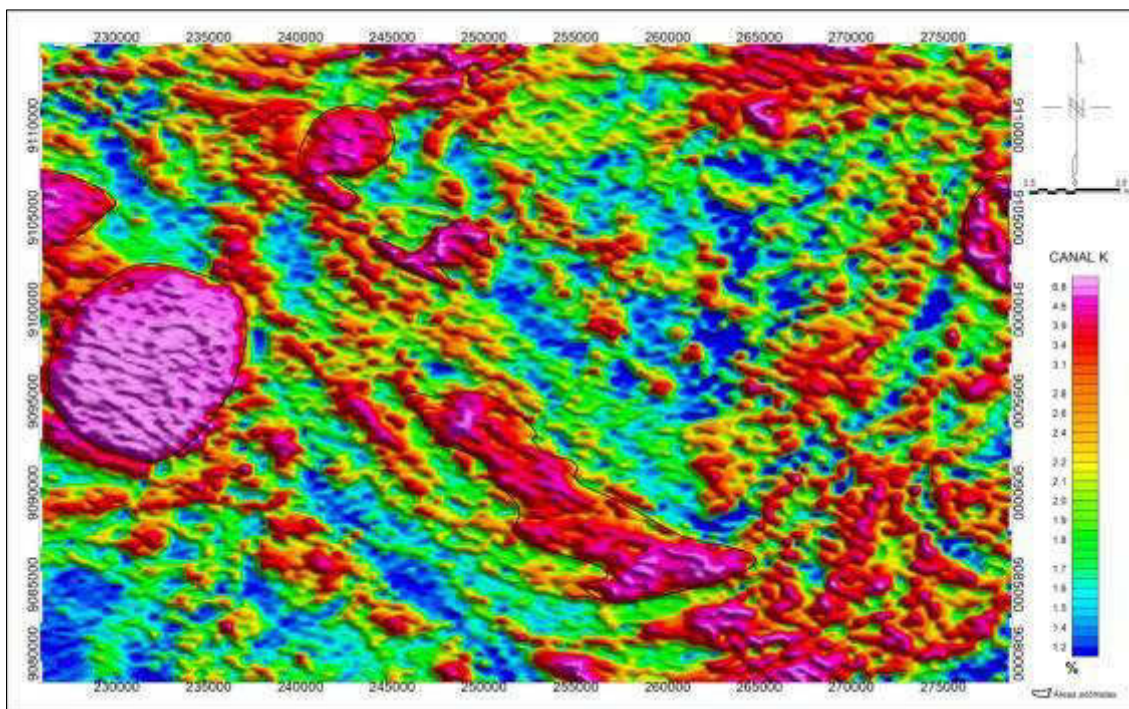
### 3.2 Gamaespectrometria

Os dados gamaespectrométricos obtidos a partir da radiação gama emitida naturalmente pelos elementos radiométricos (K, eTh e eU), presentes em diversos tipos litológicos, são complementares ao estudo dos produtos derivados do campo magnético anômalo por representarem apenas valores superficiais da crosta (~30 cm). O processamento dos dados gamaespectrométricos assemelha-se ao processo para os dados magnéticos, mudando apenas ao método de interpolação. O método de interpolação escolhido para o processamento dos dados gamaespectrométricos foi o método bidirecional (BIGRID).

Para o banco de dados gamaespectrométricos foi necessário corrigir os valores negativos de porcentagem de Potássio (K) e ppm de equivalentes de Tório (eTh) e equivalentes de Urânio (eU), para que estes apresentassem uma média compatível com seus valores de *background* na crosta terrestre.

Os produtos gerados com os dados de gamaespectrometria foram *grids* dos canais do K, eTh e eU. Com esses produtos foi feita uma composição ternária RGB em falsa cor, com o canal do K no vermelho, o canal do eTh no verde e o canal do eU no azul. Também foi confeccionado um *grid* da razão eTh/K.

O canal do K (Figura 3.8) realçou bem os granitoides da área de estudo, apresentado maior percentual nos granitoides pós-colisionais da Suíte Serra da Aldeia, sin-colisionais da Suíte Rajada e alguns plutons da Suíte Afeição de idade toniana.



**Figura 3.8:** Canal do Potássio (K).

O canal do eTh (Figura 3.9) apresentou concentrações um pouco acima da média na crosta terrestre e realçou bem as unidades litológicas associadas as zonas de cisalhamento, principalmente as rochas dos complexos Itaizinho, Paulistana e Santa Filomena. Auxiliou também na seleção de áreas anômalas (1,2,3 e 4) com possíveis ocorrências de hidrotermalismo associadas à Zona de Cisalhamento Pernambuco-Oeste, aos magmatismos pré, sin e pós-colisional

O canal do eU (Figura 3.10) apresentou ruídos de direção N-S, possivelmente associados as linhas de voo. O canal apresentou comportamento similar ao canal do eTh, aparecendo com concentrações normais segundo os valores de *background* na crosta.

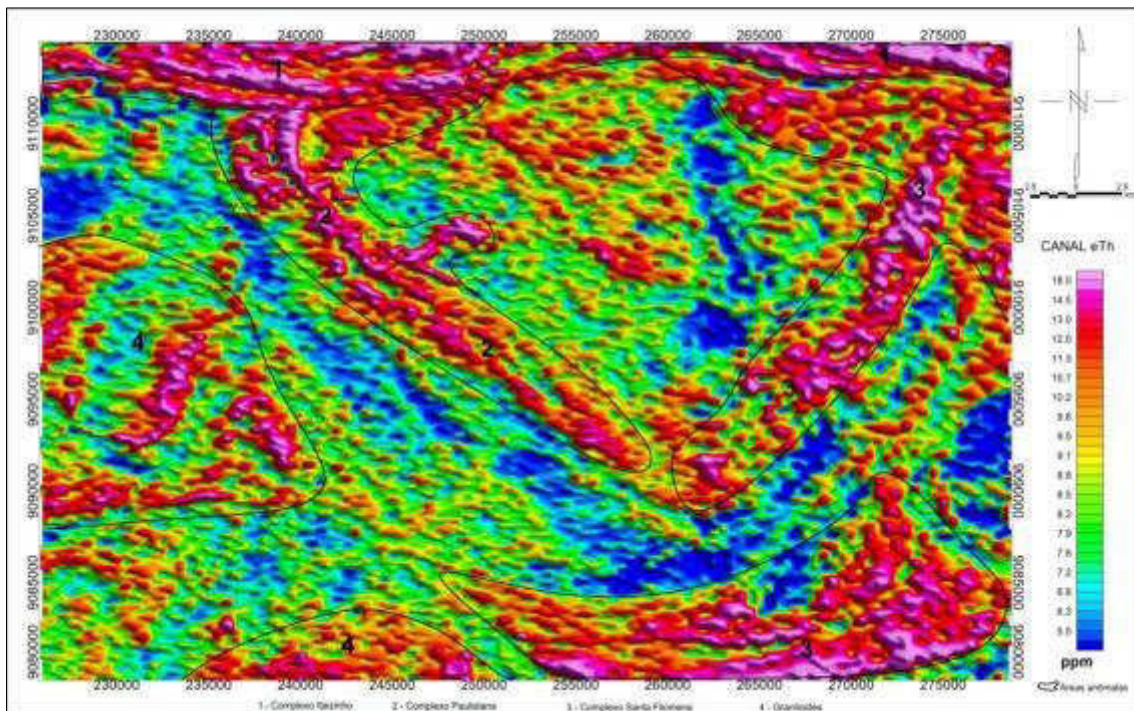
A razão eTh/K (Figura 3.11), bastante utilizada para detecção de áreas com ocorrências de hidrotermalismo, magmatismo e intemperismo (Godoy *et al.* 2011), também auxiliou na seleção de áreas anômalas com possíveis ocorrências de hidrotermalismo associadas aos magmatismos pré, sin e pós-colisional.

Na imagem ternária (Figura 3.12) é possível separar três domínios (A, B e C) geofísicos com contrastes litológicas específicos e diferentes concentrações de K, eU e eTh. O domínio A, situado acima da Zona de Cisalhamento Pernambuco-Oeste, caracteriza-se por altas concentrações em eTh e eU, bem como faixas potássicas na porção leste. Neste domínio afloram as rochas do Complexo Itaizinho.

O domínio B abrange a porção central da área de estudo onde ocorrem as rochas do Complexo Paulistana, manifestações graníticas neoproterozoicas e

lascas do embasamento paleoproterozoico. Os mica xistos do Complexo Paulistana apresentam-se com tons de verde, ricos em eTh. As rochas máfica-ultramáficas apresentam tons de preto devido as baixas concentrações em K, eTh e eU. Os granitoides neoproterozoicos apresentam altas concentrações de K e algumas fácies ricas em eTh e eU. O Complexo Morro do Estreito (embasamento paleoproterozoico) apresentam tons de branco (alto K, eTh e eU) e azul claro, caracterizado por altas concentrações de eTh e eU.

O domínio C, na porção sul da área de estudo, abrange as rochas que constituem o Complexo Santa Filomena, granitoides da Suíte Afeição de idade toniana e porções do embasamento paleoproterozoico. Os mica xistos do Complexo Santa Filomena apresentam azul claro, rico em eTh e eU. Os granitos da Suíte Afeição apresentam alto K. O Complexo Morro do Estreito mostra tons de branco (alto K, alto eTh e eU) e azul claro, caracterizado por altas concentrações de eTh e eU.



**Figura 3.9:** Canal dos equivalentes de Tório (eTh).

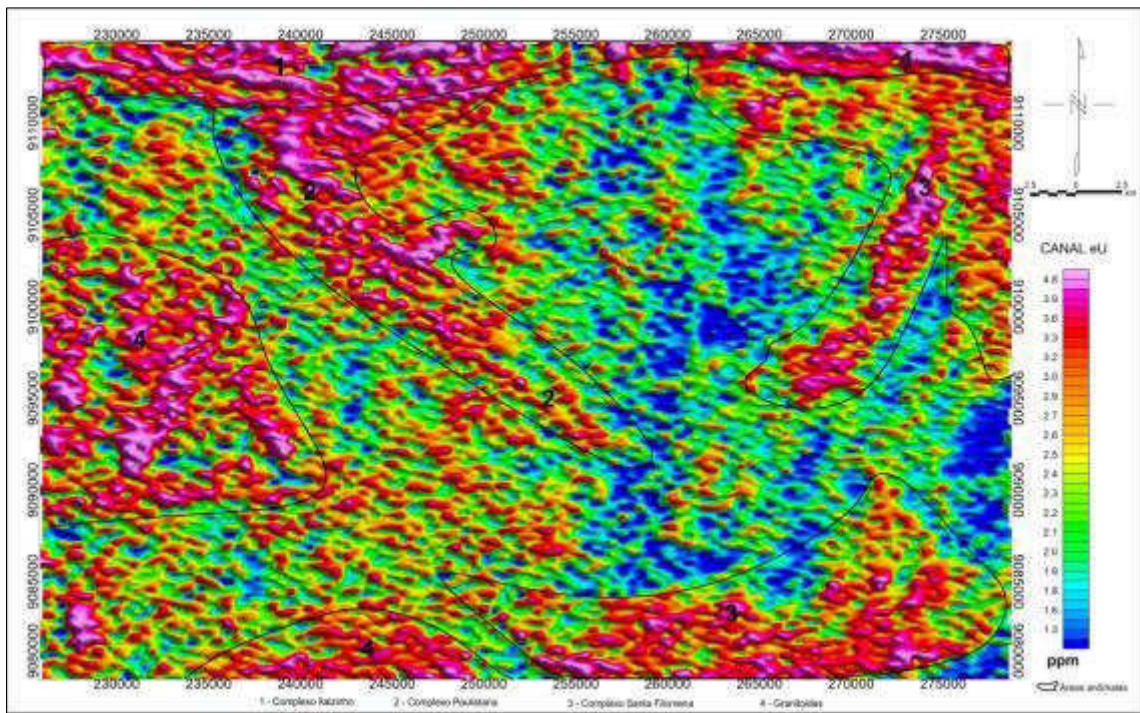


Figura 3.10: Canal dos equivalentes de Urânio (eU).

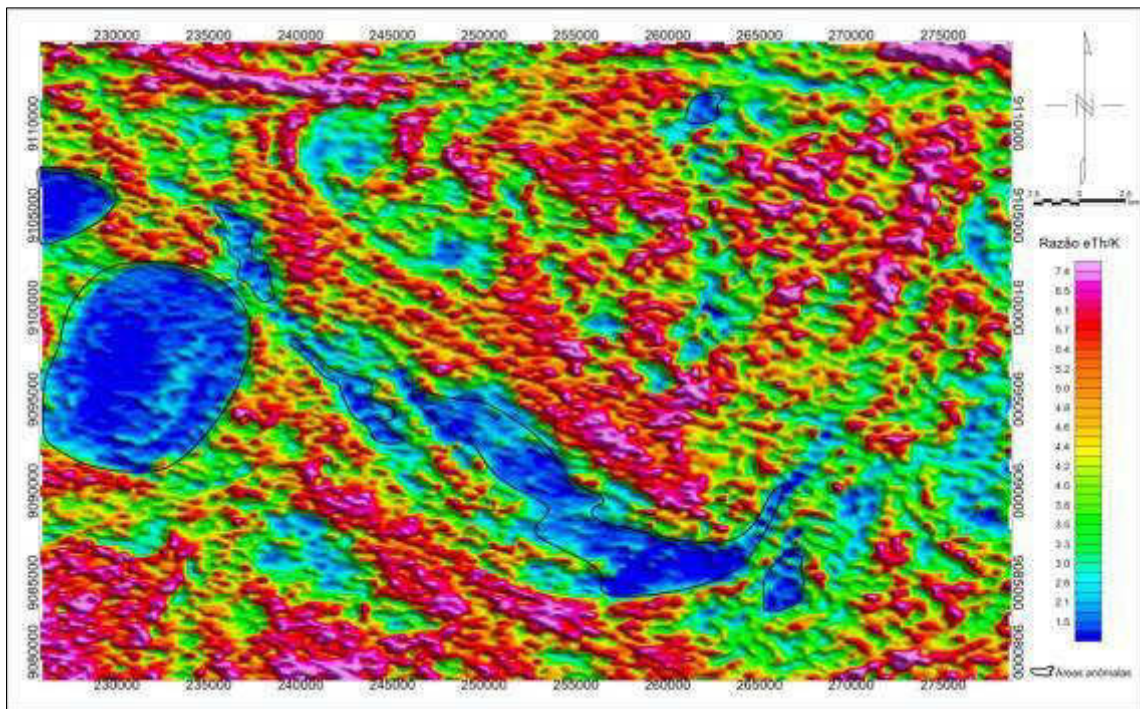


Figura 3.11: Razão eTh/K.



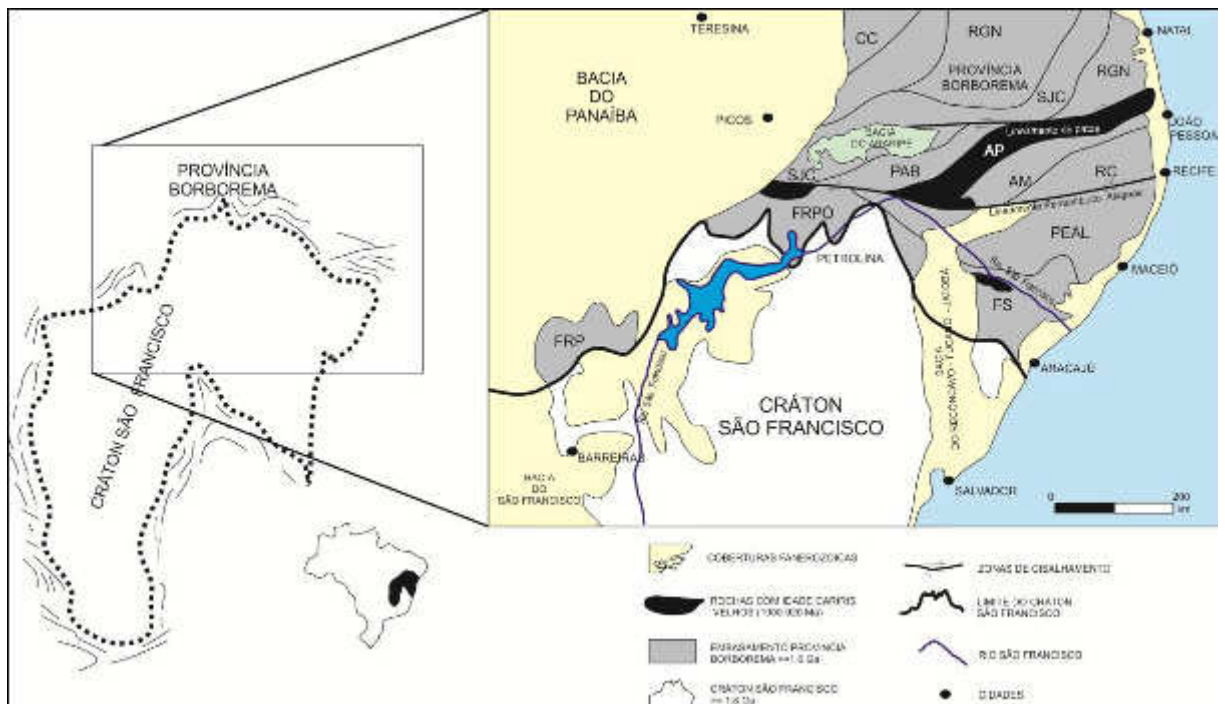
## 4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 4.1 Província Borborema e seus Domínios Tectônicos

Almeida *et al.* (1981) tratou a Província Borborema como um terreno tectonometamórfico de alta complexidade estrutural, caracterizado por uma superposição de eventos tectonomagmáticos e estruturação final regida pelo ciclo orogênético Brasileiro-Panafricano. A origem da Província Borborema teria sido dada por uma amalgamação de terrenos alóctones (Santos 1996) durante as orogêneses Cariris Velhos (1000-920 Ma) e da amalgamação dos crátons Amazônico, São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo, durante o evento tectonotermal Brasileiro, por volta de 600 Ma, no âmbito da formação da porção oeste do Supercontinente Gondwana (Trompette 1994, Brito Neves e Cordani 1991).

Atualmente têm-se duas hipóteses para a evolução geológica da Província Borborema: I) Processos de ciclos tectônicos completos (Santos 1996, Santos *et al.* 2000, Brito Neves *et al.* 2000, Kozuch 2003, Medeiros 2004); II) Único bloco continental estável até 2,0 Ga, onde houve instalação de bacias ensiálicas no embasamento arqueano-paleoproterozoico (Neves 2003, Neves *et al.* 2006, Neves *et al.* 2009).

A Província Borborema é dividida em dois domínios, o Domínio Norte e o Domínio Sul, que são limitados pelo Lineamento Patos (Van Schmus *et al.* 1995). Brito Neves *et al.* (2000) baseados em dados geológicos, estruturais e isotópicos (assinaturas crustais de Nd e método U-Pb em zircões) subdividiram a PB em cinco domínios tectônicos principais: I) Domínio Médio Coreau (DMC) – limitado a sul pelo Lineamento Transbrasiliano (LT) e a norte pela margem retrabalhada do Cráton São Luís; II) Domínio Ceará Central (DCC) – limitado pelo (LT) e Lineamento Senador Pompeu (LSPo); III) Domínio Rio Grande do Norte (DRGN) – situado entre o LSPo e o Lineamento Patos (LPa); IV) Zona Transversal (DZT) – limitada pelo LPa e Lineamento Pernambuco (LPe); e V) Domínio Meridional (DM) – localizado entre o LPe e a borda norte do Cráton São Francisco (Figura 4.1).



**Figura 4.1:** Província Borborema e Crátom São Francisco. Subdomínios da Província Borborema: FS – Faixa Sergipana, AP – Alto-Pajeú, PEAL – Pernambuco Alagoas, RC – Rio Capibaribe, PAB – Piancó-Alto-Brígida, FRPO – Faixa Riacho do Pontal, FRP – Faixa Rio Preto, SJC – São José do Caiano, RGN – Rio Grande do Norte e CC – Ceará Central. Caxito (2013).

#### 4.1.1 Arcabouço geológico da Província Borborema

A configuração da Província Borborema é dada por:

- I) Embasamento paleoproterozoico (2,35-2,0 Ga) com dois núcleos arqueanos, Maciço São José do Campestre (DRGN, 3,2-3,45 Ga) com intrusões alcalinas de idade 2,76 Ga e o Maciço Tróia-Tauá no Domínio Ceará Central de idade 2,7-2,8 G (Dantas *et al.* 2004). O embasamento é composto por ortognaisses de composição TTG com paragneisses e xistos;
- II) Sequências metavulcanossedimentares paleo-mesoproterozoica desenvolvidas em ambientes extensionais (Sá *et al.* 1995), por exemplo a Faixa Orós-Jaguaribeano (1,8 Ga) no DCC. Também ocorre magmatismo anarogênico (Sá *et al.* 2002) de idade paleo-mesoproterozoica no Terreno Rio Capibaribe (1,7-1,5 Ga);
- III) Magmatismo e sedimentação na divisa meso-neoproterozoico do Ciclo ou Orogênese Cariris Velhos (Van Schmus *et al.* 1995, Santos *et al.* 2010), onde ocorrem rochas metassedimentares

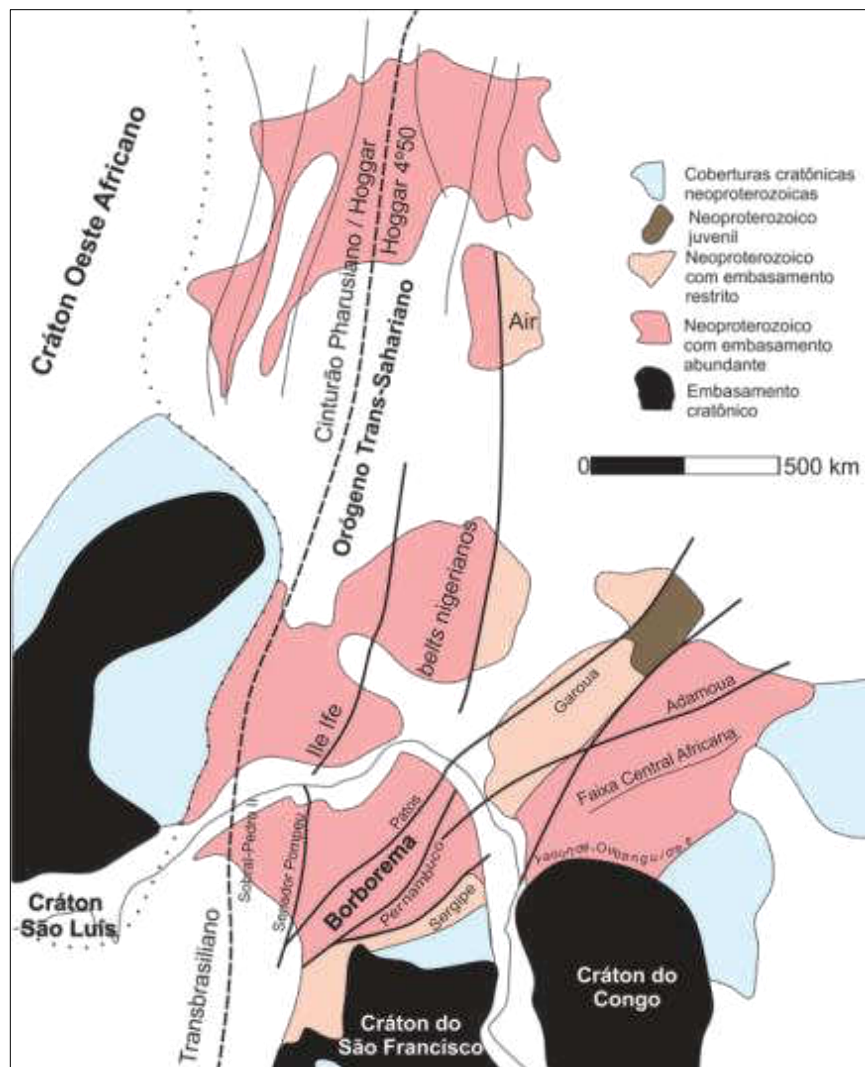
intrudidas por *augen* gnaisses concentrados numa faixa linear sigmoidal de *trend* NE-SW, com aproximadamente ~1000 Km de extensão, abrangendo os domínios Alto-Pajeú e Riacho Gravatá na Zona Transversal. Também ocorrem no Domínio Sul da Província Borborema, especialmente no Domínio Poço Redondo-Marancó da Faixa Sergipana (Carvalho 2005, Oliveira *et al.* 2010) e na porção norte da Faixa Riacho do Pontal (Jardim de Sá *et al.* 1988, Van Schmus *et al.* 1995).

IV) Bacias de margem passiva que evoluíram para bacia de margem ativa do tipo *Flysch* no Neoproterozoico Tardio (630-500 Ma). Durante a Orogenia Brasileira-Panafricana, as bacias foram invertidas, deformadas e metamorfizadas. As unidades metassedimentares das bacias do tipo *Flysch* apresentam zircões detríticos de até cerca de 650 Ma, além de intercalações de metavulcânicas com idades similares, sugerindo um curto período entre a deposição dos sedimentos e a inversão das bacias (Van Schmus *et al.* 2003, Medeiros 2004, Neves *et al.* 2006, Neves *et al.* 2009, Oliveira *et al.* 2010, Araújo *et al.* 2012a).

V) Granitogênese brasileira, que pode ser subdividida em cinco estágios (Sial 1986, Ferreira *et al.* 1998, Ferreira *et al.* 2004, Brito Neves *et al.* 2003, Van Schmus *et al.* 2011): Estágio I (640-610 Ma) - relacionado a um arco magmático continental (Van Schmus *et al.* 2011); Estágio II (610-590 Ma) - coincidente com o pico do metamorfismo e deformação brasileiros na região; Estágio III (590-575 Ma) - corresponde à transição entre a deformação colisional e a deformação transcorrente; Estágio IV (575-550 Ma) – granitos e sienitos tardi a pós-colisionais; e Estágio V (550-530 Ma) - plútons isotrópicos, exceto ao longo de zonas de cisalhamento mais jovens.

Nas fases finais da Orogênese Brasileira, desenvolveu-se a extensa rede de zonas de cisalhamento “em leque” que estão espacialmente e temporalmente ligadas a diversos plútons graníticos por toda a província, caracterizando assim o arcabouço estrutural da Província Borborema (Ebert 1964, Brito Neves 1975, Santos e Brito Neves 1984, Vauchez e Egydio-Silva 1992, Vauchez *et al.* 1995, Neves e Mariano 1999, Archanjo *et al.* 2008, Hollanda *et al.* 2010).

Tratando-se da amalgamação do Supercontinente Gondwana, a Província Borborema representa a região do orógeno entre os crátons São Francisco/Congo e São Luis/Oeste Africano, estruturado pela colisão entre estes dois blocos litosféricos e outros menores (Trompette 1994, Cordani *et al.* 2003). Envolve ainda parte dos domínios geológicos da centro-oeste da África, com a continuação da Faixa Sergipana, domínios Médio Coreáú e Ceará Central nas faixas Oubanguides, Transahariana (Hoggar) e Dahomeyides Pharusiana, respectivamente (Figuras 4.2); e a continuação das Z.C. Pernambuco, Patos, Senador Pompeu e Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) nas Zonas de Cisalhamento Adamoua, Garoa, Ile Ife e Hoggar 4°50', respectivamente (Trompette 1994, Oliveira *et al.* 2006, Arthaud *et al.* 2008, Santos *et al.* 2008).



**Figura 4.2:** Principais unidades crustais do Gondwana ocidental e principais lineamentos estruturais. Trompette (1994).

## **4.2 Zona transversal Província Borborema**

### **4.2.3 Complexo Itaizinho**

O Complexo Itaizinho é composto por uma associação de rochas metaplutônicas migmatizadas ou não de composição tonalítica a granodiorítica. Apresenta também supracrustais representadas por xistos, quartzitos, calcários cristalinos, rochas calcissilicáticas e anfibolitos (Bizzi *et al.* 2003). Seus litotipos estão intensamente milonitizados e paralelizados ao cisalhamento transcorrente Lineamento Pernambuco-Oeste de direção E–W e cinemática dextral. O Complexo Itaizinho está delimitado a noroeste pelo Terreno Granjeiro e a sudeste pela Faixa Cachoeirinha (Bizzi *et al.* 2003).

## **4.3 Zona Meridional da Província Borborema**

### **4.3.1 Faixa Riacho do Pontal**

A Faixa Riacho do Pontal apresenta um embasamento representado pelo Complexo Morro do Estreito que é formado por ortognaisses e migmatitos com restos de rochas supracrustais (Bizzi *et al.* 2003). Trata-se de um domínio de grande complexidade com relictos de uma tectônica pretérita de baixo ângulo, com transporte de massa para NNW, zonas de transpurrão com mergulhos baixos a médios e transporte para WSW refletindo um choque oblíquo contra o Cráton São Francisco ou mesmo escape lateral de blocos associado à tectônica compressiva para sul.

Brito Neves *et al.* (2015) realizaram estudos isotópicos de Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb nestas rochas do embasamento. Os autores apresentam idades arqueanas da ordem de 2650 – 2600 Ma no método Rb-Sr. Nas determinações do método Sm-Nd as rochas do embasamento apresentaram valores de idades TDM arqueanos e valores de  $\epsilon_{Nd}(0)$  negativos (-35). No método U-Pb obtiveram idades entre 2,6-2,7 Ga. Esses valores de idade são compatíveis com aqueles dados já apontados pelo método Rb-Sr, confirmando que as rochas do embasamento são arqueanas retrabalhadas/cisalhadas pelos processos sobrepostos do Criogeniano/Ediacarano.

A denominação Faixa Riacho do Pontal foi dada por Brito Neves (1975), quando este autor descrevia a faixa dobrada de deformação brasileira, localizada na

margem norte do Cráton São Francisco. Essa faixa é limitada pela porção oeste do Lineamento Pernambuco, que corresponde a uma zona de cisalhamento transcorrente de direção E-W e cinemática dextral (Santos e Brito Neves 1984, Vauchez e Egydio Silva 1992, Vauchez *et al.* 1995, Oliveira 2008).

Anteriormente as rochas supracrustais da faixa dobrada haviam sido englobadas no Complexo Casa Nova, que foi a nomenclatura utilizada pela Companhia de Pesquisa de Recurso Minerais (CPRM) no Projeto Colomi, e que foi bastante utilizada também pela CPRM e pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) no Programa de Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB).

Após a realização dos trabalhos supracitados, o Complexo Casa Nova foi dividido em três unidades: metassedimentar, metavulcanossedimentar e rochas plutônicas. A unidade metassedimentar foi subdividida em duas unidades: Barra Bonita e Mandacaru, com ainda uma subdivisão da unidade Mandacaru em sub-unidades Alfavaca e Arizona.

Com o avanço de estudos geocronológicos na década de 90 surgiram novos dados que contribuíram com a compreensão da evolução neoproterozoica da faixa dobrada (Santos e Silva Filho 1990, Jardim de Sá *et al.* 1992, Jardim de Sá *et al.* 1996). Análises Rb-Sr dos granitos sin-colisionais da Suíte Rajada forneceram isócronas de  $743 \pm 59$  Ma, na localidade de Rajada, e  $539 \pm 25$  Ma, em Dormentes (PI). Granitos e quartzo sienitos sin a tardi-colisionais da Suíte Serra da Esperança renderam idades Rb-Sr de  $555 \pm 10$  Ma, enquanto que granitos sin a tardi-colisionais da Suíte Cabloco forneceram isócronas de  $634 \pm 8$  Ma (Jardim de Sá *et al.* 1992, Jardim de Sá *et al.* 1996).

Isócronas Rb-Sr de  $988 \pm 35$  Ma em amostras de *augen* gnaisses da Suíte Afeição (Jardim de Sá *et al.* 1988), marcaram a primeira datação para um evento de idade toniana para a região, idade da Orogênese Cariris Velhos (Campos Neto *et al.* 1994), uma vez que idades próximas a esta ocorrem tipicamente na Zona Transversal, nos terrenos Alto Pajeú e Rio Gravatá (Brito Neves *et al.* 1995, Kozuch 2003, Santos *et al.* 2010). *Augen* gnaisses da Faixa Riacho do Pontal, nas proximidades de São Francisco de Assis, foram também datados em  $985 \pm 18$  Ma por U-Pb LA-ICP-MS (Freitas e Sachs 2012), sugerindo magmatismo toniano expressivo na porção norte da Faixa Riacho do Pontal. Caxito (2013) e Caxito *et al.*

(2014b) por U-Pb obtiveram idade de cristalização entre 960-1000 Ma,  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  entre -1.0 e +3.1 e  $T_{\text{DM}}$  entre 1.2 e 1.5 Ga, similar com as ocorrências do evento Cariris Velhos.

Um melhor entendimento da natureza das rochas máfica-ultramáficas veio com estudos realizados em trabalhos de mestrado (Marimon 1990, Moraes 1992). As rochas aflorantes na fazenda Brejo Seco, que são englobadas na sequência plutono-vulcanossedimentar de Brejo Seco (Complexo Morro Branco de Caxito 2013) apresentam um caráter cálcio-alcálico de arco magmático (Gava *et al.* 1984 e Marimon 1990), no entanto, Caxito (2013) apresenta rochas toleíticas formadas em ambiente de *rift* continental. Salgado (2014) defende uma origem intracontinental para o complexo máfico-ultramáfico acamadado de Brejo Seco. As rochas máfica-ultramáficas do Complexo Monte Orebe são interpretadas como rochas toleíticas de fundo oceânico (Moraes 1992, Caxito 2013 e Caxito *et al.* 2014a). Verma e Oliveira (2015) concordam com Marimon (1990) e indicam um ambiente de arco de ilha para as rochas vulcânicas do Complexo Brejo Seco e um ambiente de arco de ilha a cadeia meso-oceânica para os basaltos do Complexo Monte Orebe.

Trabalhos termobarométricos em supracrustais do Complexo Casa Nova sugerem uma evolução metamórfica progressiva, com pico nas fácies anfibolito alto, com temperatura e pressão da ordem de 300-600 °C e 4-9 kbars, respectivamente (Almeida e Lima 1996). Isto sugere um espessamento crustal na faixa dobrada, onde reações de retrometamorfismo estariam condicionadas pelo soerguimento e erosão do orógeno.

As unidades metavulcanossedimentares da porção norte da faixa dobrada são intrudidas pelos *augen* gnaisses da Suíte Afeição, sugerindo a separação dessas unidades do restante do Complexo Casa Nova, e propõem a denominação Complexo Santa Filomena para as mesmas (Angelim e Kosin 2001). Tal unidade, juntamente ao Complexo Paulistana (Gomes e Vasconcelos 1991), apresenta uma idade mesoproterozoica, em contraste com as supracrustais neoproterozoicas do Complexo Casa Nova a sul. Mas, as relações de campo entre essas duas unidades e os plútons da Suíte Afeição ainda não são completamente compreendidas.

Oliveira (2008) divide a Faixa Riacho do Pontal em três zonas tectônicas principais, com base na avaliação de dados gravimétricos e magnetométricos da

Faixa Riacho do Pontal: 1) Zona interna, intensamente deformada e granitizada; 2) Zona central, ofiolítica; e 3) Zona externa, com sequências plataformais deformadas nos estilos *thin* e *thick skin* (Figura 4.3).

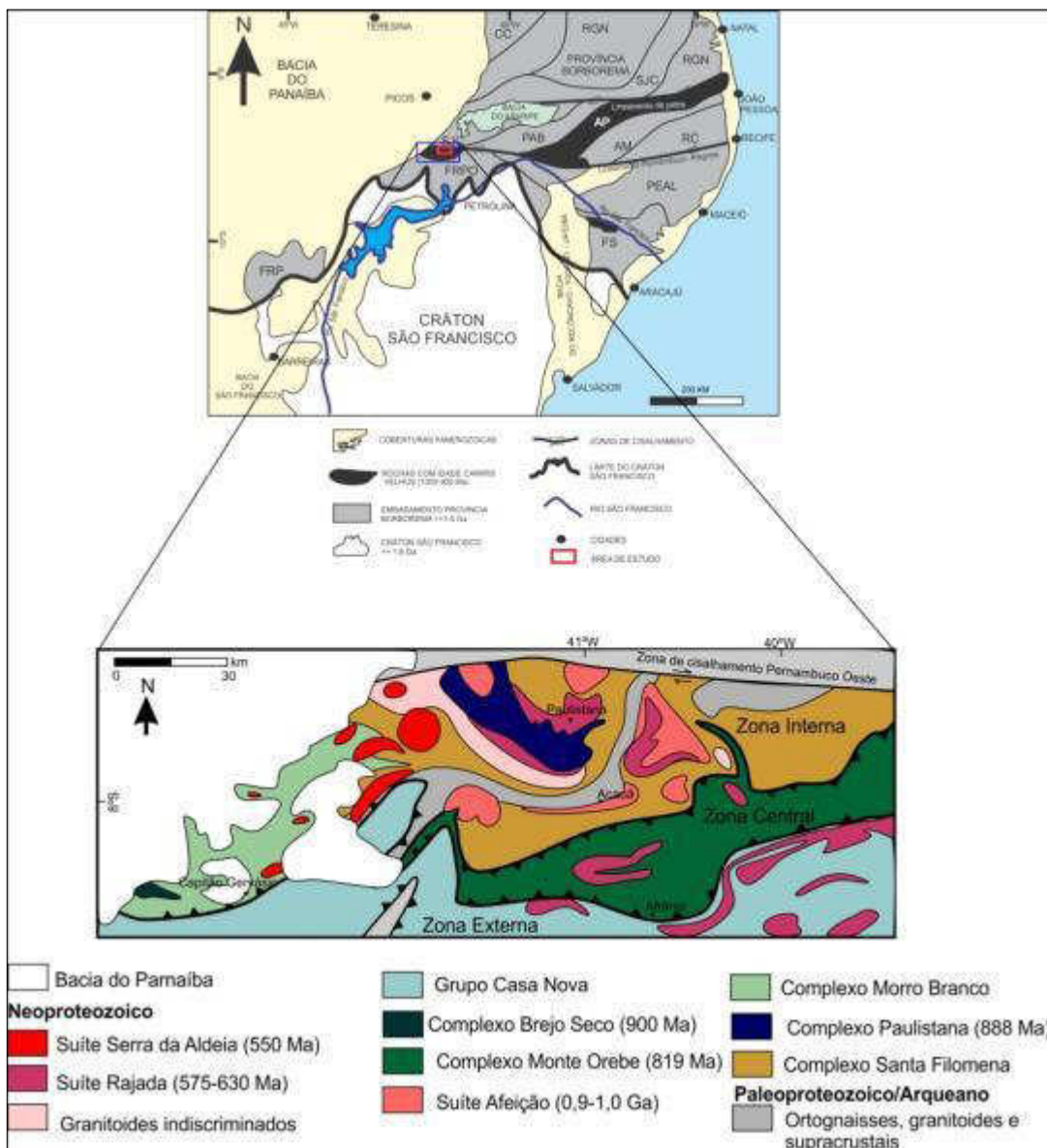
De norte para sul, tem-se:

I) Zona Interna: É caracterizada por abundantes intrusões de granitos porfiríticos (*augen* gnaisses) da Suíte Afeição, além de porções do embasamento altamente retrabalhadas e as rochas que compõem as unidades metavulcanossedimentar dos complexos Paulistana e Santa Filomena. Na porção norte, a faixa dobrada é limitada pelo Lineamento Pernambuco-Oeste e a oeste ocorrem os Complexos máfico-ultramáficos do Brejo Seco e São Francisco de Assis (Gava *et al.* 1984, Marimon 1990, Gomes e Vasconcelos 1991, Angelim e Kosin 2001, Caxito 2013, Salgado 2014).

II) Zona Central: Esta zona caracteriza-se por uma deformação complexa envolvendo empurrões para sul e zonas de cisalhamento tardias de direção E-W. Tem como principal característica a ocorrência da sequência metavulcanossedimentar do Complexo Monte Orebe (Angelim 1988, Moraes 1992, Caxito 2013, Caxito *et al.* 2014a).

III) Zona Externa: Caracterizada por um sistema de *nappes* vergentes para sul, compostos pelas supracrustais do Complexo Casa Nova, que cavalgam o embasamento do Cráton São Francisco na região de Sobradinho (Angelim 1988, Santos e Silva Filho 1990, Gomes e Vasconcelos 1991, Bizzi *et al.* 2007, Oliveira 2008).

Toda a faixa dobrada é intrudida por múltiplas gerações de rochas graníticas sin a pós-colisionais (suítes Afeição, Rajada, Serra da Esperança, Serra da Aldeia e Cabloco).



**Figura 4.3:** Mapa geológico regional da Faixa Riacho do Pontal e limites do Cráton São Francisco, Caxito (2013).

#### 4.3.1.1 Zona Interna

##### Complexos Santa Filomena e Paulistana

As rochas dos dois complexos geralmente ocorrem metamorizadas em condições de fácies xisto verde médio a anfibolito alto e com padrão estrutural complexo, apresentando pelo menos duas gerações de foliações secundárias e dobramento apertado recumbente. A distinção entre os dois complexos dá-se pela maior quantidade de rochas metaígneas no Complexo Paulistana, enquanto são esporádicas no Complexo Santa Filomena (Caxito 2013).

Se considerarmos a idade dos *augen* gnaisses da Suíte Afeição (0,9-1,0 Ga) podemos inferir uma idade mesoproterozoica para os complexos (Jardim de Sá *et al.* 1988, Van Schmus *et al.* 1995, Freitas e Sachs 2012).

O Complexo Santa Filomena aparece em maior proporção na porção interna da Faixa Riacho do Pontal. Caracteriza-se pela ocorrência de litologias do tipo Quartzito-Pelito-Carbonato semelhantes aos litotipos da Formação Barra Bonita do Grupo Casa Nova (Brito Neves *et al.* 2015). É constituído por mica xistos com proporções variadas de aluminossilicatos, granada, estauroлита, cordierita e oligoclásio, além de muscovita-quartzitos, mármore calcíticos, xistos e lentes de metamáficas (Caxito, 2013). A presença de vários *sheets* graníticos a duas micas, associados com a tectônica tangencial (Suíte Rajada). Estudos isotópicos realizados por Brito Neves *et al.* (2015) constaram que perto do além-país (Terreno Morro do Estreito-Icaíçara) predominam zircões paleoproterozoicos e arqueanos (1,8 a 2,6 Ga). Um pouco mais distante do além-país predominam zircões estenianos e tonianos (974 a 1054 Ma). Mais distante do além país, além de zircões arqueanos, paleoproterozoicos, estenianos e tonianos, aparecem vários zircões detríticos de grande parte do Neoproterozoico, com pico entre 750 a 800 Ma.

O Complexo Paulistana consiste numa sequência metaplutovulcanossedimentar, que ocorre num eixo de uma estrutura antiforme cujo centro encontra-se um corpo de granito porfirítico (*augen* gnaisse) da Suíte Afeição (Gomes e Vasconcelos 1991). O complexo constitui-se por mica xistos com quantidades variadas de aluminossilicatos e cordierita, muscovita quartzitos, quartzo xistos, metachertes, lentes de metamáficas e metaultramáficas. As rochas máficas do Complexo Paulistana apresentam caráter toleítico formados em ambiente de *rift* continental (Caxito, 2013). Gomes e Vasconcelos (1991) indicam um caráter cálcio-alcalino predominante, com alguns toleíticos formados em ambientes intraplaca ou mesmo em cadeia meso-ocênica para os basaltos analisados. Gomes e Vasconcelos (1991) comparam seus resultados com os dados de Gava *et al.* (1984) para as rochas do Complexo Morro Branco, apontadas pelos autores como rochas de caráter cálcio-alcalino formadas em ambiente de arco magmático. O complexo apresenta uma estrutura antiforme de direção NW-SE que ao se aproximar da Zona de Cisalhamento Pernambuco-Oeste, deflete para NE-SW. Estudos isotópicos realizados por Brito Neves *et al.* (2015) apresentam idade toniana ( $920 \pm 6$  Ma) para as rochas metassedimentares do complexo e metamorfismo em  $658 \pm 15$  Ma.

### Complexo Morro Branco

No intuito de separar as rochas plutônicas das rochas metavulcanossedimentares, inseridas no Complexo Morro Branco, Caxito (2013) separou dois complexos máfico-ultramáficos acamadados, sendo eles Complexo Brejo Seco e Complexo São Francisco de Assis.

O complexo Morro Branco é composto por metarritmitos, mica xistos, grafita xistos, filitos, metachertes, quartzitos, metabasaltos, metavulcânicas intermediárias a ácidas e metatufos. Marimon (1990) propõe a divisão do complexo em três domínios, sendo eles domínio vulcânico, turbidítico e arenítico. Marimon (1990) indica um magma parental de basaltos toleíticos (vulcanismo máfico) que por diferenciação e acumulação de cristais pode ter formado rochas plutônicas cumuladas (metaperidotitos, metatroctolitos e metagabros). Verma e Oliveira (2015) indicam um ambiente de arco de ilha para as rochas vulcânicas do Complexo Brejo Seco. Caxito (2013) obteve uma idade de  $1.001,8 \pm 4,5$  Ma (U-Pb) para uma soleira de granito intercalada aos metarritmitos do Complexo Morro Branco, no riacho do Maravilha, sugerindo que a deposição dos sedimentos e o magmatismo do Complexo Morro Branco devem ser de idade igual ou maior do que essa.

O Complexo Brejo Seco corresponde a uma intrusão máfico-ultramáfica mineralizada em Ni, Cu, Fe e Ti, intercalada com rochas metavulcanossedimentares do Complexo Morro Branco, da base para o topo tem-se: Unidade basal composta por gabros e troctolitos, dunitos serpentinizados, troctolitos bandados, olivina gabros, gabros acamadados, leucogabros, anortositos e um horizonte composto por ilmenita e magnetita (Marimon 1990; Salgado 2014). O Complexo apresenta-se tectonicamente invertido e os contatos são controlados por zonas de cisalhamento contracionais. Salgado (2014) em contrapartida à Marimon (1990) indica um ambiente intracontinental para a formação do complexo acamadado, intrudido em mais ou menos 900 Ma, enquanto que aquela autora indica uma origem ofiolítica.

O Complexo São Francisco de Assis ocorre a nordeste do Complexo Brejo Seco. Neste complexo as rochas predominantes são gabros e serpentinitos. Caxito (2013) correlaciona tal complexo ao Complexo Brejo Seco, onde supõe um magmatismo máfico-ultramáfico na porção noroeste da Faixa Riacho do Pontal, de aproximadamente 60 quilômetros de extensão. A geoquímica realizada em

metagabros pelo autor supracitado apresenta indícios de ambiente de *rift* continental numa crosta continental espessada.

#### Suíte Afeição - Magmatismo toniano

A Suíte Afeição tem como característica a ocorrência de corpos de *augen* gnaisses e granitos porfíricos, que intrudem as supracrustais dos complexos Paulistana, Santa Filomena e Morro Branco, além dos ortognaisses do Complexo Morro do Estreito.

A Suíte Afeição apresenta grande significado para o entendimento tectônico da Faixa Riacho do Pontal, pois apresentam idade entre 960-1000 Ma compatível com a Orogênese Cariris Velhos. (Jardim de Sá *et al.* 1988, Van Schmus *et al.* 1995, Freitas e Sachs 2012, Caxito 2013, Caxito *et al.* 2014b). Uma nova determinação U-Pb (LA) realizada por Brito Neves *et al.* (2015) em ortognaisses da Fazenda Afeição indicou idade de  $942 \pm 11$  Ma.

#### *4.3.1.2 Zona Central*

Esta zona caracteriza-se por uma estrutura sinformal de direção E-W, com aproximadamente cem quilômetros de extensão e dez a vinte de largura. Tal sinforme (Complexo Monte Orebe) separa a zona interna da zona externa.

#### Complexo Monte Orebe

O Complexo Monte Orebe corresponde a uma sequência metassedimentar constituída por metavulcânicas básicas, incluindo xistos verdes a actinolita, anfibolitos e metatufos intercalados com metachertes, metadioritos, metagrauvas e quartzo xistos (Caxito *et al.* 2014a).

Santos e Caldasso (1988) e Angelim *et al.* (1988) subdividiram o complexo em duas unidades, onde a primeira é constituída por metavulcânicas básicas, metaultramáficas e metassedimentos e a outra constitui-se de mica xistos, metarritimitos, metagrauvas e calcissilicáticas.

Dentre as principais contribuições destaca-se uma idade de  $819 \pm 120$  Ma obtida a partir da isócrona Sm/Nd em rochas metabásicas deste complexo (Caxito 2013). Moraes (1992) indica um ambiente de fundo oceânico para as rochas máficas e ultramáficas de Monte Orebe. Caxito *et al.* (2014a) através de estudos

geoquímicos indicam que as rochas metamáficas do Complexo Monte Orebe correspondem a basaltos toleíticos formados num ambiente de cadeia meso-oceânica.

Brito Neves *et al.* (2015) através de estudos isotópicos pelo método U-Pb obtiveram idades de metatufos máficos, félsicos, quartzo xistos e metagrauvas. Nos metatufos máficos foram observados zircões detríticos do Paleoproterozoico (um), do Mesoproterozoico (vários), zircões de idade no limite Esteniano-Toniano (pelo menos quatro deles), e mais interessante, a presença de raros zircões com idades do Criogeniano (ca. 700 Ma, os de idade mais jovem). Nos metatufos félsicos foram detectados zircões do Arqueano (poucos), do Paleoproterozoico, e decisivamente vários zircões do Neoproterozoico. Essas determinações condizem e complementam a idade neoproterozoica (650 Ma > valor de idade < 850 Ma) da sedimentação dessa parte do Complexo Monte Monte Orebe. No quartzo xisto foram encontrados zircões detríticos de várias fases do Arqueano (muito poucos), do Paleoproterozoico (poucos) e o pico mais importante do Toniano mais inferior (ca.  $996 \pm 5$  Ma). O metapsamito apresentou uma grande dispersão de dados, com zircões paleoproterozoicos, mesoproterozoicos e neoproterozoicos

#### 4.3.1.3 Zona Externa

Esta zona também é chamada de *fold-and-thrust belt* e caracteriza-se por uma típica faixa de dobramento de antepaís.

#### Grupo Casa Nova

Este grupo reúne as rochas supracrustais da Zona Externa da Faixa Riacho do Pontal. O grupo é formado por duas unidades. Formação Barra Bonita que é constituída por rochas metapelíticas de granulação fina, muscovita quartzitos, mármore e calcissilicáticas. A Formação Mandacaru é composta de mica xistos intercalados à metagrauvas e pode ser dividida em dois membros, Alfavaca (metagrauvas quartzosas e níveis xistosos) e Arizona (intercalações rítmicas entre metagrauvas e xistos (Santos e Silva Filho 1990).

Brito Neves *et al.* (2015) através de estudos isotópicos pelo método U-Pb em amostra de biotita gnaiss da Formação Mandacaru encontraram zircões detríticos bastante discordantes, com várias populações, do Arqueano, de todo os sistemas do Paleoproterozoico, uma grande concentração em torno do Toniano-

Esteniano (ca. 1000 Ma) e uma outra população claramente neoproterozoica (> 640 Ma). Em amostra de metagrauvaca da Formação Barra Bonita encontraram muito poucos zircões detríticos, mas, ainda assim com quatro populações bem destacadas, sendo uma paleoproterozoica (pequena) e três outras do Neoproterozoico (ca. 900 Ma, ca. 750 Ma e ca. 650 Ma). Brito Neves *et al.* (2015) enfatizam uma idade neoproterozoica para o Grupo Casa Nova.

#### 4.3.1.4 Granitogênese brasileira

##### Magmatismo sin-colisional

- *Suíte Rajada*

A Suíte Rajada é constituída por metagranitoides a duas micas, apresentam corpos tabulares e formam camadas centimétricas a batólitos (Angelim 1988). A composição modal dos granitoides da Suíte Rajada varia de granodiorítica a sienogranítica, apresentam caráter calcioalcalino a alcalino, variando de metaluminosos a peraluminosos. Os metagranitoides são amplamente distribuídos na Faixa Riacho do Pontal, de maneira concordante com a foliação regional de baixo ângulo. A deformação torna-se mais complexa nas zonas Central e Interna.

As isócronas Rb-Sr que variam de  $743 \pm 59$  a  $539 \pm 25$  Ma são estimativas para a idade de cristalização e metamorfismo da Suíte Rajada (Jardim de Sá *et al.* 1988, Santos e Silva Filho 1990, Jardim de Sá *et al.* 1992). Brito Neves *et al.* 2015 obteram uma isócrona pelo método Rb-Sr com idade de 635 Ma com erro elevado de 10%. As idades obtidas pelo método U-Pb foram de  $625 \pm 8$  Ma,  $620 \pm 8$  Ma,  $636 \pm 15$  Ma, em amostras dos granitos aflorantes no Açude Ingazeira, a leste de Dormentes e em Tanques Grandes, respectivamente. Estudos de Sm-Nd apresentaram valores e TDM do Estateriano e do Ectasiano e valores de  $\epsilon_{Nd}(0)$  francamente negativos (entre -7 e -17).

##### Magmatismo sin a tardi-colisional

- *Suíte Serra da Esperança*

A Suíte Serra da Esperança engloba desde sienitos a quartzo sienitos, diques graníticos e pegmatíticos associados, que intrudem nas rochas supracrustais do Grupo Casa Nova.

O plútons apresentam formas ovais e circulares, com foliação de baixo ângulo e cisalhamento localizado. As fases minerais encontram-se boudinadas (piroxênios e anfibólios) e recristalizadas (quartzo e feldspato), consistentes com o deslocamento regional das *nappes*, sugerindo assim uma colocação sin a tardi-colisional (Jardim de Sá 1996).

Os sienitos e quartzo sienitos mostram composição ultrapotássica, alcalina e sílica-saturada (Plá Cid *et al.* 2000a). Os mesmos sugerem uma fonte mantélica metassomatizada devido ao enriquecimento anômalo em elementos litófilos de raio iônico grande e terras raras leves. A idade de  $555\pm 10$  Ma a partir da isócrona Rb-Sr para a colocação e deformação da suíte é a mais representativa (Jardim de Sá *et al.* 1996).

### Magmatismo tardi a pós-colisional

- *Suíte Serra da Aldeia/Cabloco*

As suítes tardi a pós-colisionais seriam as últimas expressões de magmatismo na Faixa Riacho do Pontal. Tais suítes apresentam plútons com formas ovais a circulares, isotrópicos e com algumas orientações de fluxo.

As suítes são compostas por biotita hornblenda granitos (os mais frequentes), hornblenda sienitos, granitos subalcalinos, granitos rapakivi e aegirina-augita granitóides. A colocação dos plútons ocasionou padrões de deformação nas rochas encaixantes (Gava *et al.* 1984, Plá Cid *et al.* 2000a). Atualmente, estão sendo realizados estudos petrográficos e geocronológicos de detalhe neste trecho norte-ocidental do SRP (pesquisadores da UNICAMP/IGc). Por alguns dados preliminares e pela analogia com similares das faixas de dobramento ao norte, Gava *et al.* (1984) indicaram uma idade neoediacarana ou mesmo cambriana (ca. 530 Ma) para essas rochas.

A Suíte Serra do Cabloco intrude as metavulcanossedimentares do Complexo Monte Orebe. É composta por corpos de quartzo sienito a alcalifeldspato granitos, considerados de fonte mantélica, com fácies a hornblenda e sem hornblenda. Apresentam diversificada riqueza de xenólitos (Complexo Monte Orebe, principalmente). Ferreira (1995) se refere a uma fonte mantélica enriquecida em elementos incompatíveis, com profundidade de fusão da ordem de 30 km.

## 5 GEOLOGIA LOCAL

As principais unidades litoestratigráficas podem ser observadas na Figura 5.0 (vide anexo I).

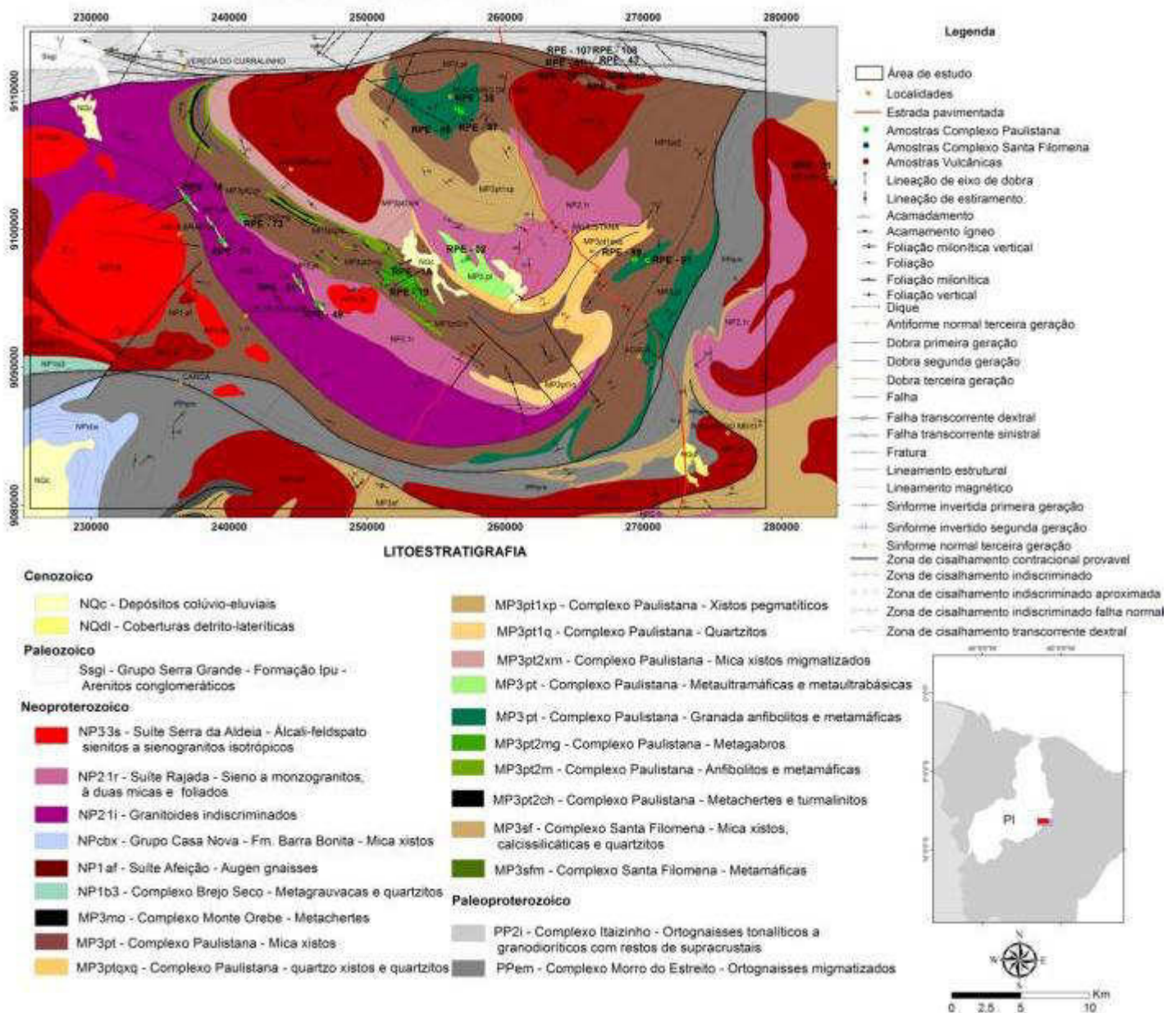


Figura 5.0: Mapa geológico da Região de Paulistana (adaptado de Gomes e Vasconcelos 1991).

### 5.1 Faixa Riacho do Pontal

#### 5.1.1 Complexo Santa Filomena

O Complexo Santa Filomena caracteriza-se pela ocorrência de litologias do tipo Quartzito-Pelito-Carbonato semelhantes aos litotipos da Formação Barra Bonita do Grupo Casa Nova (Brito Neves *et al.* 2015). É constituído por mica xistos com proporções variadas de aluminossilicatos, granada, estauroilita, cordierita e oligoclásio, além de muscovita-quartzitos, mármore calcíticos, xistos, plutons e *sheets* graníticos (suítes Afeição e Rajada) e lentes de metamáficas (Caxito 2013).

Estudos isotópicos realizados por Brito Neves *et al.* (2015) constaram que perto do embasamento neoarqueano (Terreno Morro do Estreito-Icaicara) predominam zircões paleoproterozoicos e arqueanos (1,8 a 2,6 Ga). Um pouco mais distante do embasamento predominam zircões estenianos e tonianos (974 a 1054 Ma). Distal ao embasamento, além de zircões arqueanos, paleoproterozoicos, estenianos e tonianos, aparecem vários zircões detríticos de grande parte do Neoproterozoico, com pico entre 750 a 800 Ma.

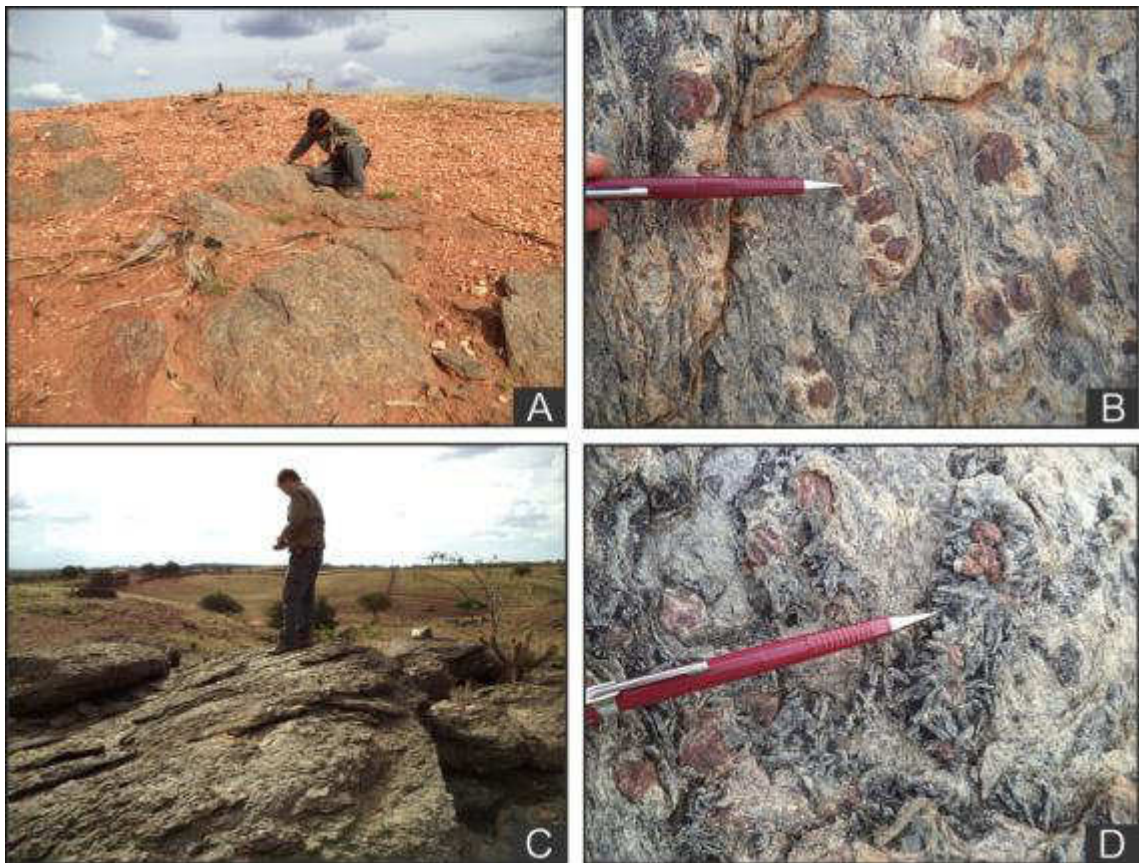
#### 5.1.1.1 *Gnaisses*

Nos domínios do Complexo Santa Filomena foram descritas rochas metamórficas com paragêneses de médio a alto grau metamórfico incluindo biotita gnaisses com cianita, sillimanita, granada e biotita.

Neste complexo nos arredores da cidade de Betânia do Piauí, ocorre sillimanita-granada-biotita gnaiss (Figuras 5.1A e 5.1B) de coloração acinzentada, com foliação bem acentuada mergulhando cerca de 35° para NW, textura porfiroblástica dada pelos cristais de granada que podem atingir até 3 cm. A rocha compõe-se de sillimanita, granada, biotita, quartzo, K-feldspato ± plagioclásio. Também ocorre cianita-sillimanita-granada-biotita xisto (Figuras 5.1C e 5.1D) de coloração cinza a azulada, foliação bem acentuada, textura porfiroblástica dada por porfiroblastos de granada que podem atingir até 5 cm de diâmetro. A rocha compõe-se de cianita (radial), sillimanita, granada, biotita, quartzo, plagioclásio e K-feldspato.

O sillimanita-granada-biotita gnaiss, que se encontra na zona da sillimanita com associação mineral de sillimanita + granada + biotita + quartzo + K-feldspato ± plagioclásio possui um campo de estabilidade nas grades petrogenéticas para metapelitos no sistema KFMASH e pode indicar condições metamórficas entre fácies anfíbolito superior e fácies granulito, com pressões acima de 4 kbars e temperatura mínima de 600° C.

O cianita-sillimanita-granada-biotita gnaiss com a associação mineral de cianita + granada + biotita + quartzo + plagioclásio + K-feldspato indica condições de pressões acima de 7 kbars e temperatura em torno de 700°C no fácies granulito (Bucher e Grapes 2011).



**Figura 5.1:** A) Visão geral do afloramento do sillimanita-granada gnaiss (coordenadas UTM: 300425 E; 9096327 N); B) Sillimanita-granada-biotita gnaiss; C) Visão geral do afloramento do cianita-sillimanita-granada-biotita gnaiss (coordenadas UTM: 300448 E; 9096357 N); D) Cianita-sillimanita-granada-biotita gnaiss.

#### 5.1.1.2 Quartzitos

A porção metapsamítica do Complexo Santa Filomena é representada por turmalina-muscovita quartzito, que aflora na localidade da Serra do Torto (Figuras 5.2A e 5.2B). O quartzito é afetado por intenso faturamento com atitudes médias 315/35. A rocha apresenta uma foliação  $S_n$  bem marcada com medidas de 225/45 (detalhes no capítulo 6).



**Figura 5.2:** A) Afloramento de corte de estrada mostrando quartzito com foliação penetrativa e fraturamento associado; b) Turmalina-muscovita quartzito. Coordenadas UTM: 287386 E; 9102976 N.

### 5.1.1.3 Rochas metamáficas

No âmbito do Complexo Santa Filomena é comum a ocorrência de rochas máficas metamorizadas em condições de fácies xisto verde a anfíbolito. ocorrem comumente na forma de *tectonic slices* no Complexo Santa Filomena. Essas rochas metamáficas ocorrem intercaladas metapelitos e podem aflorar intemperizadas ou não (Figura 5.3A e 5.3B). As rochas metamáficas representadas em sua maioria por anfíbolitos de granulação média a fina com foliação incipiente a penetrativa e são dispostos tectonicamente na sequência metapelítica.



**Figura 5.3:** A) Visão geral do afloramento (coordenadas UTM: 283964 E; 9103347 N); B) Rocha metamáfica intemperizada intercalada com metapelitos

### 5.1.2 Complexo Paulistana

O Complexo Paulistana constitui-se por mica xistos com quantidades variadas de aluminossilicatos e cordierita, muscovita quartzitos, quartzo xistos, metachertes, lentes de metamáficas e metaultramáficas (Gomes e Vasconcelos 1991). Estudos isotópicos realizados por Brito Neves *et al.* (2015) apresentam idade toniana ( $920 \pm 6$  Ma) para as rochas metassedimentares do complexo e metamorfismo em  $658 \pm 15$  Ma.

#### 5.1.2.1 Quartzitos

De maneira similar ao Complexo Santa Filomena, a sequência metapsamítica do Complexo Paulistana é também constituída por muscovita-quartzitos com turmalina. Os quartzitos deste complexo sustentam o relevo da região, representado por uma elevação conhecida como Serra do Topa, que é afetada regionalmente por falhas de movimentação sinistral. O afloramento no topo da serra consiste em blocos fraturados do quartzito (Figuras 5.4A e 5.4B).



**Figura 5.4:** A) Afloramento em blocos de quartzito (coordenadas UTM: 265014 E; 9089897 N); B) Detalhe do quartzito.

#### 5.1.2.2 Xistos

A sequência metapelítica do Complexo Paulistana consiste em muscovita-biotita-quartzo xistos, granada-estauroлита-biotita xisto e biotita-quartzo xistos. Os xistos apresentam foliação  $S_n$  bem marcada com mergulhos da ordem de  $30^\circ$  para NW para NE. Em alguns afloramentos podem apresentar dobras suaves com clivagens de fratura na zona de charneira de algumas dobras (Figuras 5.4A). Apresentam frequentemente lineação de estiramento mineral  $L_x$  com caimento de baixo ângulo para NW (Figura 5.5B e 5.5C). Uma segunda lineação  $L_B$  de interseção, é observada entre o plano da foliação e o plano de clivagem de crenulação.

Os xistos ocorrem comumente cortados por veios de quartzo leitoso de direção N50E, veios aplíticos ou mesmo intrudidos por possíveis granitos cogenéticos ao magmatismo da Suíte Rajada (Figuras 5.5D).



**Figura 5.5:** A) Dobra suave e clivagens de fratura em zona de charneira (coordenadas UTM: 264458 E; 9093577 N); B) Lineação  $L_x$  em granada-estaurolita-biotita xisto (coordenadas UTM: 264458 E; 9093577 N); C) Biotita xisto crenulado apresentando lineação de interseção  $L_B$  entre clivagem e foliação (coordenadas UTM: 271165 E; 9090710 N); D) Biotita-quartzo xisto intrudido por granitoide (coordenada UTM: 237223 E; 9091198 N).

### 5.1.2.3 Migmatitos

Os mica xistos do Complexo Paulistana tem como característica a fusão parcial *in situ*. Nas proximidades da localidade de Jacaré ocorrem migmatitos com diferentes graus de fusão, estruturas e composições.

No Complexo Paulistana ocorrem basicamente dois tipos de migmatitos, que são representados por metatexitos e diatexitos (Figura 5.6A, 5.6B, 5.6C e 5.6D). Os metatexitos apresentam bandamento gnáissico e constituem-se basicamente por um paleossoma representado pelo mica xisto do Complexo Paulistana inalterado e por um neossoma alternando porções melanossomáticas composto por biotita e quartzo, índice de cor melanocrático, que alterna para porções mesossomáticas de composição intermediária e compostas por quartzo+biotita+K-feldspato, e finalmente porções leucossomáticas de composição ácida constituídas por quartzo+K-feldspato+plagioclásio. Os diatexitos indicam que os metapelitos do Complexo Paulistana passaram por processo de anatexia avançado. A fusão parcial gerou neossoma apresentando leucossomas de composição granítica a granodiorítica,

leucocrática e ácida, geralmente manteados por melanossoma máfico composto essencialmente por quartzo e biotita. O mesossoma apresenta composição intermediária e índice de cor mesocrático.



**Figura 5.6:** A) Paleossoma representado por mica xisto do Complexo Paulistana (coordenadas UTM: 244246 E; 9103269 N); B) Metatexito apresentando bandamento gnaíssico C) e D) Diatexito de composição granítica a granodiorítica. Coordenadas UTM: 244956 E; 9104635 N).

#### 5.1.2.4 Metamáficas

As rochas máficas metamorizadas correspondem rochas plutônicas representadas por metagabros e vulcânicas representadas por granada anfibolitos e anfibolitos.

O metagabro apresenta porções deformadas por cisalhamento e porções isotrópicas, conservando sua textura cumulática com uma foliação acentuada mergulhando 30° para SW (Figura 5.7 A e 5.7B).

No leito do Riacho Campo Belo, próximo ao corte da Ferrovia Transnordestina, ocorrem rochas granada anfibolitos silicificados apresentando uma textura do tipo *Garbenschiefer* formada por cristais de anfibólios dispostos de forma randômica (Figuras 5.7C). Também é comum a presença de veios de quartzo

deformados e falhados, concordantes com as rochas metamáficas, indicando um processo de silicificação, dobramento e falhamento nessas rochas (Figuras 5.7D).

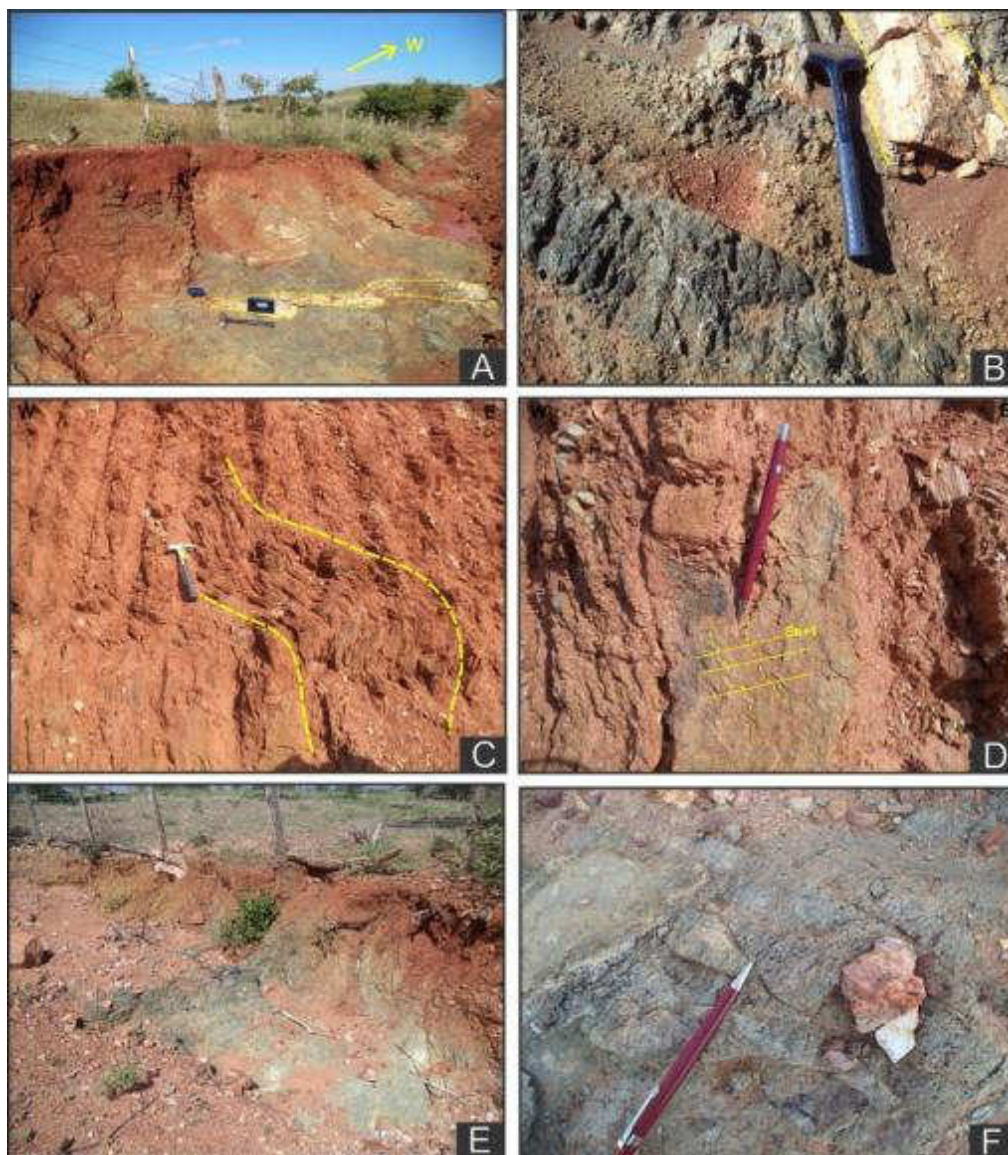
Os anfibolitos ocorrem intercalados a xistos, com foliação subvertical, com *trend* N-S e são intrudidos por granitoides da Suíte Serra da Aldeia (Figuras 5.7E e 5.7F).



**Figura 5.7:** A) Afloramento de metagabro no leito do Riacho do Saco (coordenadas UTM: 253245 E; 9096297 N); B) Metagabro com textura cumulática e plagioclásio intercúmulos; C) Granada anfibolito apresentando textura do tipo *Garbenschiefer* (coordenadas UTM: 270292 E; 9097748 N); D) Granada anfibolito apresentando dobras parasíticas em M e Z (coordenadas UTM: 256506 E; 9108751 N); E) e F) Rocha metamáfica intrudida por granitoide da Suíte Serra da Aldeia. Coordenadas UTM: 251417 E; 9096149 N).

### 5.1.2.5 Metaultramáficas e metaultrabásicas

As rochas metaultramáficas/metaultrabásicas ocorrem comumente associadas às intrusões da Suíte Serra da Aldeia, bem como intercaladas aos metapelitos do Complexo Paulistana (Figuras 5.8A e 5.8B). As rochas metaultramáficas são representadas actinolita-tremolita xisto e metapiroxenitos. As metaultrabásicas são representadas por clinopiroxênio-anfibolito. O clinopiroxênio-anfibolito ocorrem *in situ*, intemperizado e é intrudido por granitoides. As lentes de rochas metaultramáficas também presentes mostram pelo menos duas fases de deformação ( $S_{n+1}$  e  $S_{n+2}$ ) caracterizadas por uma fase de dobramento mais pervasivo e outra de crenulação (Figura 5.8C e 5.8D). Os actinolita-tremolita xistos são intrudidos por granitoides e metapiroxenitos *in situ* ou na forma de blocos (Figuras 5.8E e 5.8F).



**Figura 5.8:** A) e B) Rocha metaultrabásica intrudida por dique granítico (coordenadas UTM: 257308 E; 9097875 N); C) Rocha metaultramáfica intercalada com mica xisto D) Lente de metaultramáfica apresentando clivagem de crenulação (coordenadas UTM: 251009 E; 9095918 N); E) e F) Actinolita-tremolita xisto (coordenadas UTM: 246379 E; 9094581 N).

### 5.1.2.6 *Metachertes*

No Complexo Paulistana é comum à associação de mica xistos, rochas máficas e ultramáficas com metachertes e turmalinitos. Os metachertes apresentam-se geralmente em blocos e às vezes intercalados com mica xistos (Figuras 5.9A e 5.9B). São caracterizados por um bandamento centimétrico alternando níveis de sílica e níveis de turmalinas, podendo também ocorrer com estrutura maciça, onde nestes casos é composto predominantemente por turmalina.

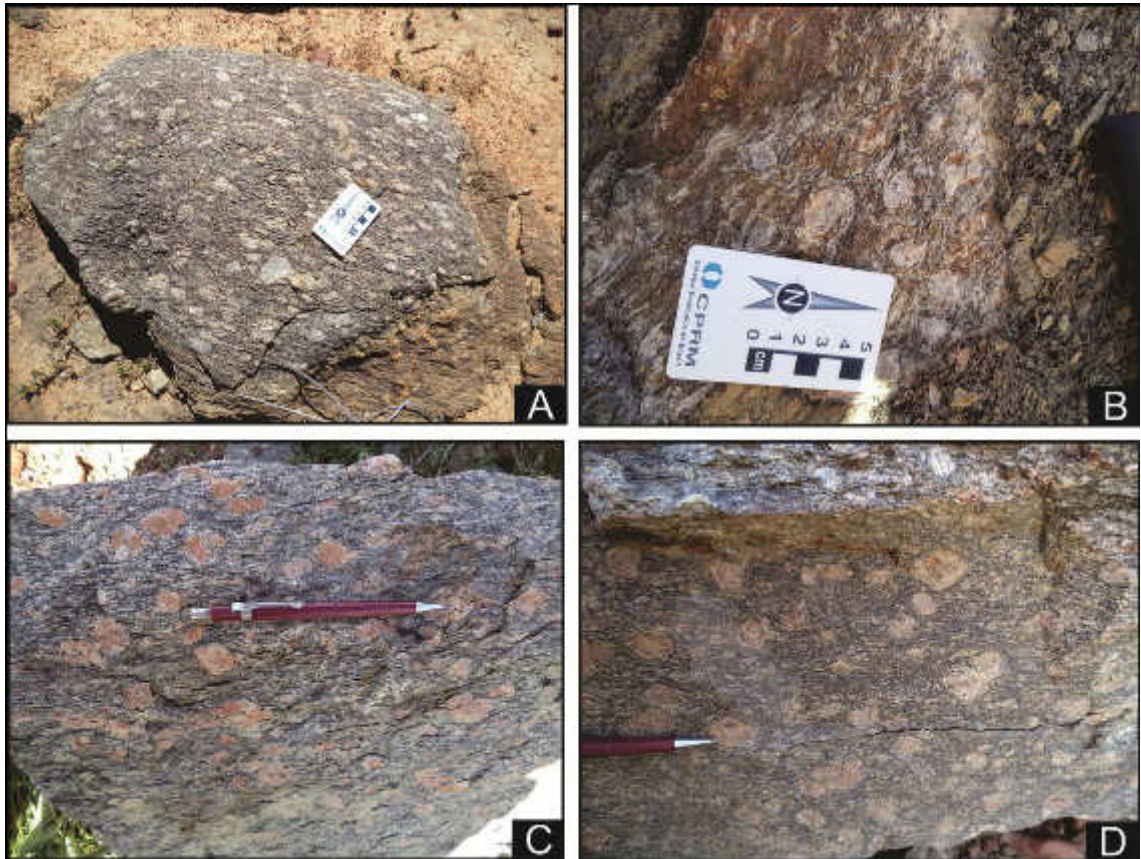


**Figura 5.9:** A) Bloco de metacherte-turmalinito com níveis silicosos e níveis com turmalina; B) Bloco de metacherte apresentando bandamento centimétrico. Coordenadas UTM: 244591 E; 9102800 N).

### 5.1.4 *Suíte Afeição*

Um das mais importantes manifestações magmáticas da Faixa Riacho do Pontal é o magmatismo da Suíte Afeição. Datada entre 960-1000 Ma (Jardim de Sá *et al.* 1988, Van Schmus *et al.* 1995, Freitas e Sachs 2012, Caxito 2013) a Suíte Afeição apresenta grande significado para o entendimento tectônico da Faixa Riacho do Pontal e é compatível com a Orogênese Cariris Velhos, pois estas rochas, na maioria *augen* gnaisses podem corresponder a rochas formadas em ambiente de arco magmático, indicando assim uma subducção na Faixa Riacho do Pontal. No entanto, em descrições de campo foram observados processos de fusão parcial, representados por migmatitos originados pela fusão dos mica xistos do Complexo Paulistana, que gradam para o plúton da Suíte Afeição que aflora nas proximidades de Lagoa do Cavalo e Jacaré, podendo indicar fusão parcial dos mica xistos.

Os *augen* gnaisses apresentam granulação média a grossa, textura porfírica seriada, onde os porfiroclastos de K-feldspato que variam de 1 a 3 cm, pode mostrar assimetria ou não. Comumente apresentam facoides de K-feldspato e quartzo fitado (Figuras 5.10A, 5.10B, 5.10C e 5.10D).

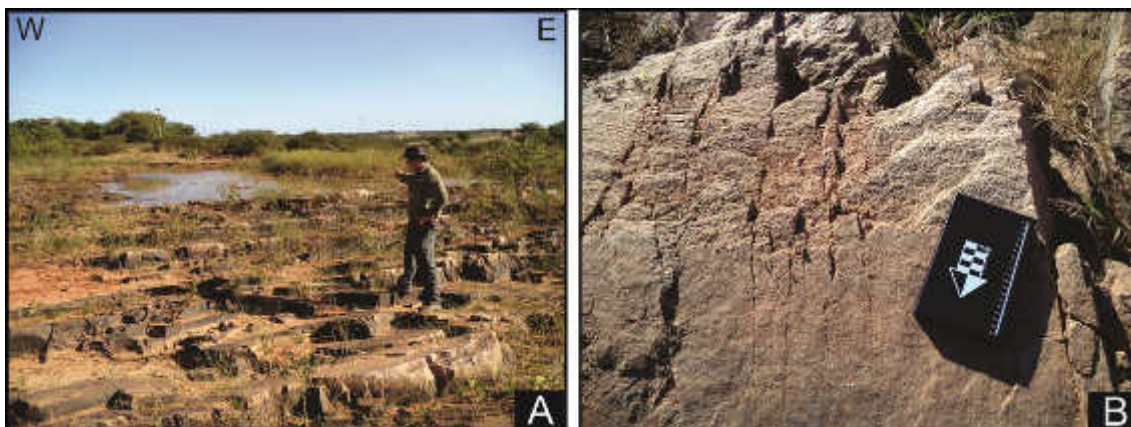


**Figura 5.10:** A) Bloco de *augen* gnaíse apresentando pórfiros de K-feldspato; B) Detalhe do *augen* gnaíse apresentando facoides de K-Feldspato; C) e D) Detalhe do *augen* gnaíse apresentando facoides de K-Feldspato. Coordenadas UTM: 245269 E; 9107839 N).

### 5.1.5 Suíte Rajada

A Suíte Rajada corresponde ao magmatismo sin-colisional gerado durante o evento Brasileiro/Pan-Africano (Jardim de Sá *et al.* 1988, Santos e Silva Filho 1990, Jardim de Sá *et al.* 1992). É composta por metagranitoides amplamente distribuídos na Faixa Riacho do Pontal, de maneira concordante com a foliação regional de baixo ângulo, tornando-se mais complexa nas porções central e interna da faixa.

Na área de estudo a suíte é representada por um sienogranito composto por quartzo, K-feldspato, pouco plagioclásio, biotita e muscovita (Figuras 5.11A e 5.11B). O metagranito apresenta-se granulação média a fina, textura fanerítica inequigranular, deformado, com foliação penetrativa.

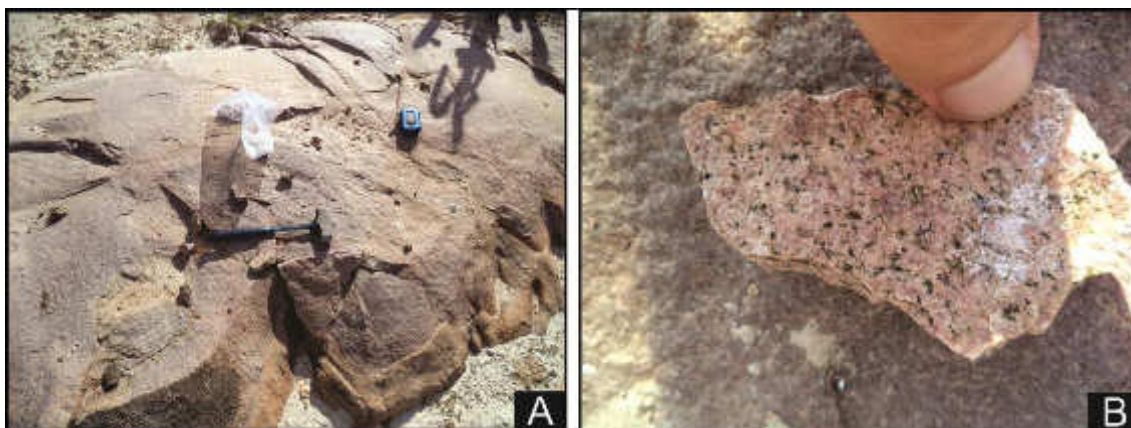


**Figura 5.11:** Visão geral do sienogranito com baixo ângulo de mergulho para NW; B) sienogranito com fraturas sub-verticais. Coordenadas UTM: 262090 E; 9100354 N).

### **5.1.6 Suíte Serra da Aldeia**

As suítes tardi a pós-colisionais representam a últimas expressões de magmatismo na Faixa Riacho do Pontal (Gava *et al.* 1984, Plá Cid *et al.* 2000a, Caxito 2013). A Suíte Serra da Aldeia é formada por plútons com formas ovais a circulares, isotrópicos e com algumas orientações de fluxo. Na área de estudo a suíte apresenta sienogranito e quartzo-sienitos.

O quartzo-sienito é composto por K-feldspato, arfvedsonita, piroxênio, quartzo, biotita e epídoto. Apresenta granulação média, textura fanerítica equigranular a inequigranular e são isotrópicos. Mostram alteração hidrotermal do tipo propílica (Figuras 5.12A e 5.12B).



**Figura 5.12:** A) Afloramento de quartzo-sienito em lajedo; B) Quartzo-sienito em detalhe. Coordenadas UTM: 263621 E; 9092768 N).

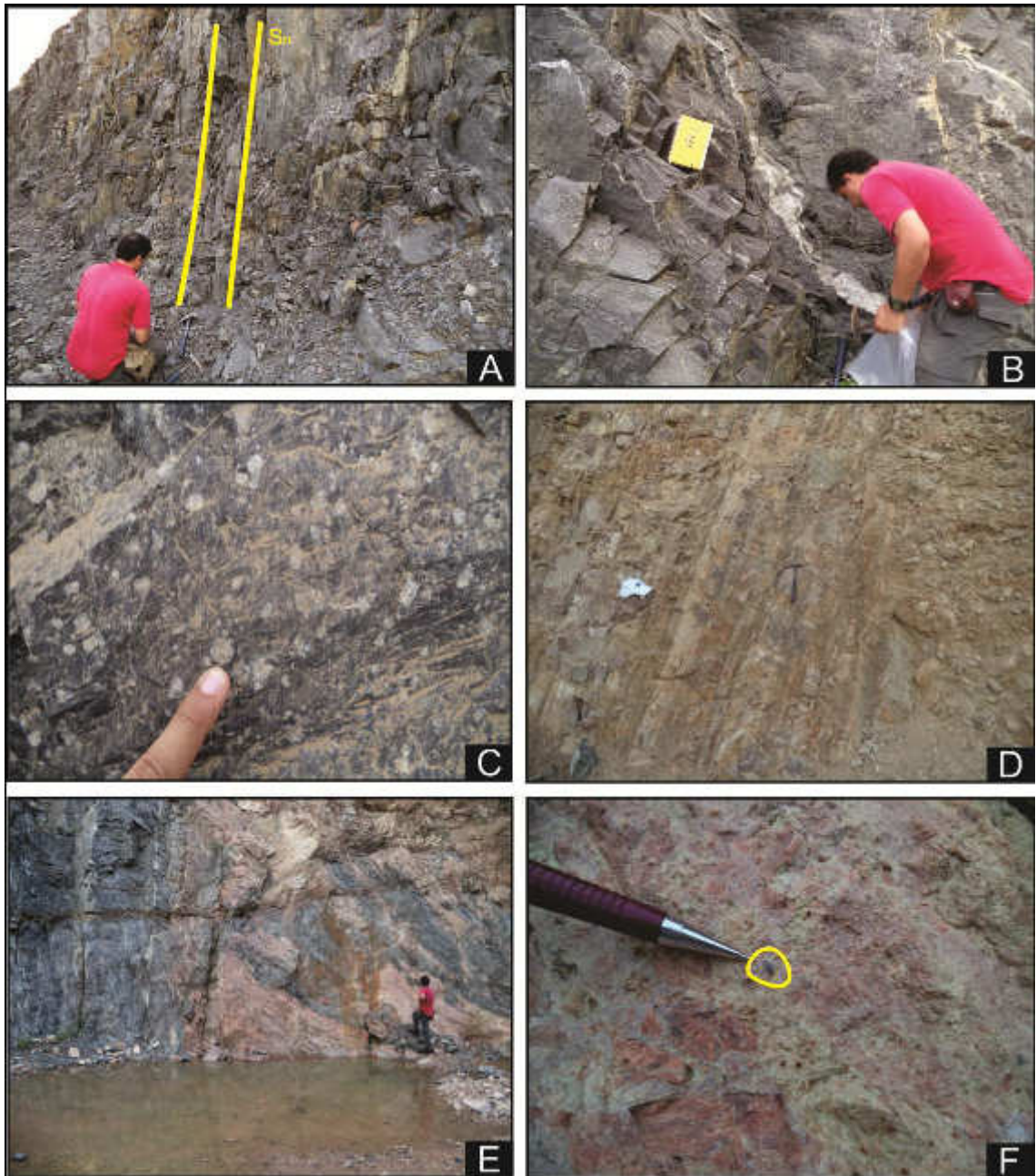
### **5.1.7 Vulcânicas milonitizadas**

Nas imediações do Complexo Santa Filomena, em pleno corte de obra da Ferrovia Transnordestina, foram descritas rochas oriundas de um vulcanismo tardio as deformações do evento Cariris Velhos, mas deformadas pelo cisalhamento do Lineamento Pernambuco-Oeste de cinemática dextral.

As rochas associadas ao vulcanismo bimodal são predominantemente metadacitos, metabasaltos, metarriolitos e metandesitos subordinados definidos em seção delgada.

Os metabasaltos compõem a maior parte do afloramento e tem como característica uma coloração cinza escuro a esverdeada e textura afanítica com porfiroclastos de plagioclásio visíveis em lupa de bolso. Apresentam-se milonitizados a ultramilonitizados com foliação subverticalizada (direção E-W) pelo cisalhamento dúctil-frágil, sendo comumente cortados por veios de quartzo e carbonatos (Figuras 5.13A e 5.138B). Também ocorrem pseudotaquilitos que formam faixas intercaladas aos metabasaltos. Os metadacitos apresentam cor cinza escura, textura afanítica e se caracterizam pela presença de fenocristais de plagioclásio (Figura 5.13C).

Os metarriolitos apresentam-se com coloração avermelhada em contato com os metabasaltos, são cataclasados e tem como característica a presença de cristais bipiramidais de quartzo e fenocristais de sanidina, típicos de riolitos (Figuras 5.13D, 5.13E e 5.13F). A rocha apresenta uma brechação com alterações hidrotermais do tipo potássica e propílica. As características apresentadas pelos metarriolitos permitem uma classificação como protoclatacasito, pois são coesos e apresentam apenas entre 30 a 40% de matriz. Os clastos apresentam tamanhos entre 0,2 e 3 cm e são angulosos, já a matriz apresenta granulação fina e apresenta coloração esverdeada. Foram coletadas amostras desses metarriolitos para datação U-Pb em zircão.



**Figura 5.13:** A) Afloramento de metabasalto com foliação subvertical; B) Veios de quartzo cortando metabasaltos (coordenadas UTM: 266135 E; 9111382 N); C) Metadacito apresentando fenocristais de plagioclasio (coordenadas UTM: 266200 E; 9111394 N) ; D) Metarriolito milonitizado (coordenadas UTM: 266200 E; 9111394 N); E) Interação metabasalto-metarriolito (coordenadas UTM: 266262 E; 9111423 N); F) Metarriolito epidotizado apresentando cristais de quartzo bipiramidais e sanidina.

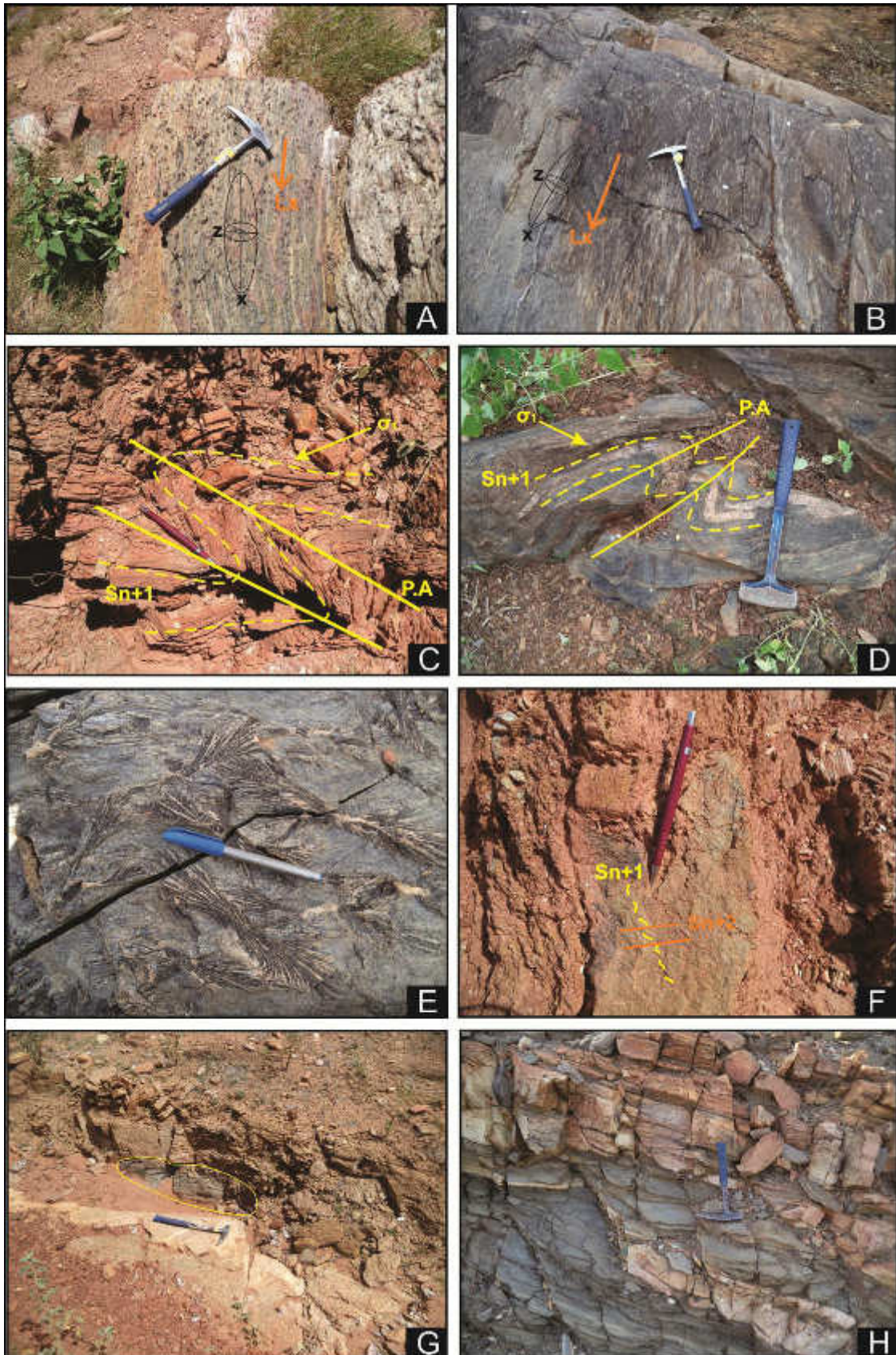
## 6 GEOLOGIA ESTRUTURAL DO COMPLEXO PAULISTANA

Nos domínios do Complexo Paulistana foram cartografados principalmente mica xistos com abundância em muscovita, biotita, sillimanita, granada e estaurolita. Apresentam xistosidade bem definida e podem aparecer também migmatizados em baixo e alto grau de fusão parcial. Associados aos mica xistos ocorrem lentes de quartzo xistos, *metacherts* (turmalinitos), rochas metamáficas e metaultramáficas, além de injeções de granitos porfiríticos da Suíte Afeição, *sheets* de granitos peraluminosos do tipo S da Suíte Rajada e magmatismo tardio da Suíte Serra da Aldeia, além de lascas do embasamento. Menos frequentemente também ocorrem muscovita quartzitos com turmalina.

Nos mica xistos ocorrem feições de deformação de estiramento mineral impressos principalmente por biotita, sillimanita, quartzo e feldspato. As lineações de estiramento apresentam caimento que variam de 15° a 38° para NW e NE (Figuras 6.1A e 6.1B). Também ocorrem dobras fechadas inversas em S com eixos geralmente caindo para SE, NW e NE (Figura 6.1C).

Associados aos mica xistos ocorrem granada anfibolitos que apresentam padrões de dobramento em M e Z e texturas do tipo *Garbenschiefer*, onde esta última geralmente se apresentam próximas a zonas de cisalhamento de intensa deformação (Figura 6.1D e 6.1E). Tal textura caracteriza-se pela disposição randômica de porfiroblastos de hornblenda. Lentes de rochas metaultramáficas também presentes mostram pelo menos duas fases de deformação ( $S_{n+1}$  e  $S_{n+2}$ ) caracterizadas por uma fase de dobramento mais penetrativo e outra de crenulação (Figura 6.1F).

No domínio dos granitoides, os *augen* gnaisses intensamente deformados da Suíte Afeição, exibem diversos xenólitos dos xistos do Complexo Paulistana (Figura 6.1G). *Sheets* de granitos peraluminosos do tipo S da Suíte Rajada misturam-se aos mica xistos do Complexo Paulistana, geralmente com mergulhos de baixo ângulo dificultando a cartografia dos seus contatos devido a intensa deformação nesses limites (Figura 6.1H).



**Figura 6.1:** A) e B) Mica xistos apresentando estiramento mineral; C) dobras fechadas inversas em S em mica xisto do Complexo Paulistana; D) Granada anfibolito apresentando dobramento em M e Z; E) Textura do tipo *Garbenschiefer* em granada anfibolito do Complexo Paulistana; F) Rocha metaultramáfica apresentando crenulação; G) Xenólito de mica xisto do Complexo Paulistana em *augen* gnaíse da Suíte Afeição; H) *Sheet* de granito tipo S da Suíte Rajada intrudindo mica xisto do Complexo Paulistana.

Os dados levantados neste trabalho corroboram para uma tectônica de empurrão no Complexo Paulistana. As lineações de estiramento, em planos de foliações de baixo ângulo mergulhando para NW ou NE, apresentam caimento para NW e NE indicando uma mudança no sentido do transporte tectônico no Complexo Paulistana. As lineações de estiramento auxiliam na determinação de zonas de cisalhamento contracionais que limitam o Complexo Paulistana das rochas do embasamento (complexos Morro do Estreito e Itaizinho). Além das lineações de estiramento os *sheets* graníticos da Suíte Rajada dispostos em baixo ângulo indicam uma tectônica de empurrão com transporte tectônico para SE.

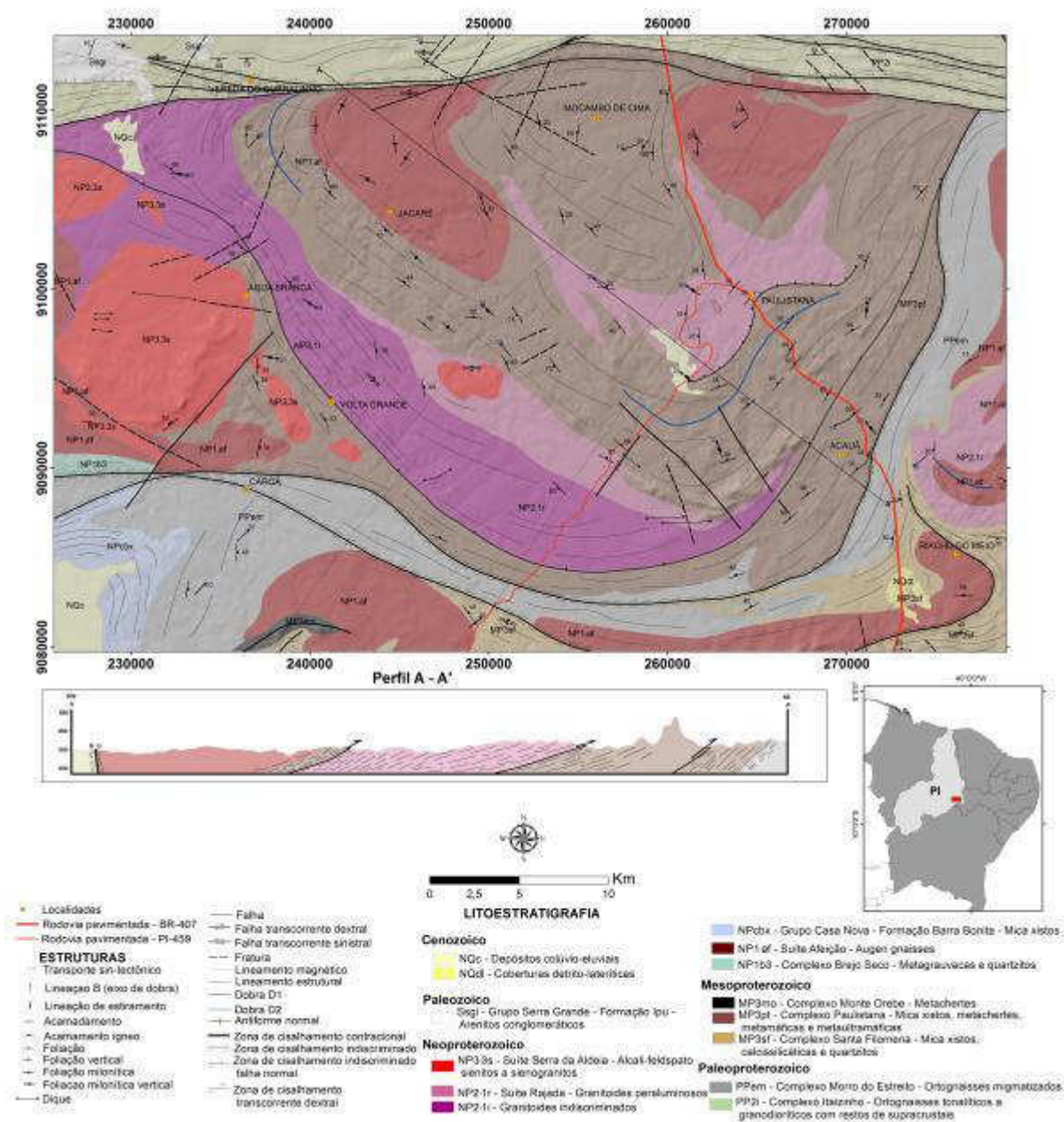
A formação dos porfiroblastos de hornblenda nos granada anfíbolitos pode se dá por deformação dúctil seguida de recristalização em subgrãos ou deformação frágil seguida de crescimento (Biermann 1977), mas também pode está associada à presença de fluidos em zonas de cisalhamento, onde esse tipo de textura é comumente descrita

A intrusão do granito porfíritico da Suíte Afeição (*augen* gnaiss) nos mica xistos do Complexo Paulistana e a zonation dos migmatitos para o plúton da Suíte Afeição nas proximidades de Lagoa do Cavalo e Jacaré pode evidenciar uma idade toniana para o complexo, visto que tal Suíte é datada em ~960 Ma (Caxito *et al.* 2014a). Mas para uma conclusão exata necessita-se de estudos mais detalhados de mapeamento e geocronológico para a resolução desta relação tectonoestratigráfica entre a Suíte Afeição e o Complexo Paulistana.

Com os dados levantados neste trabalho foi possível elaborar um mapa geológico-estrutural do Complexo Paulistana em escala regional (Figura 6.2) onde mostra toda a disposição estrutural das rochas do complexo, bem como zonas de falhas e zonas de cisalhamento e suas relações com as manifestações magmáticas na Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal.

O Complexo Paulistana apresenta um regime dúctil representado por dobramentos em mica xistos, metamáficas, metaultramáficas e metachertes, além de migmatização dos mica xistos, que podem estar relacionados a formação dos granitos tipo S da Suíte Rajada.

Ainda são necessários estudos de maior detalhe em mapeamento e isotópico para determinar a relação tectonoestratigráfica da Suíte Afeição e a origem dos granitos do tipo S da Suíte Rajada.



**Figura 6.2:** Mapa geológico-estrutural do Complexo Paulistana e adjacências (adaptado de Gomes e Vasconcelos 1991, vide anexo II).

## 7 PETROGRAFIA

### 7.1 Complexo Paulistana

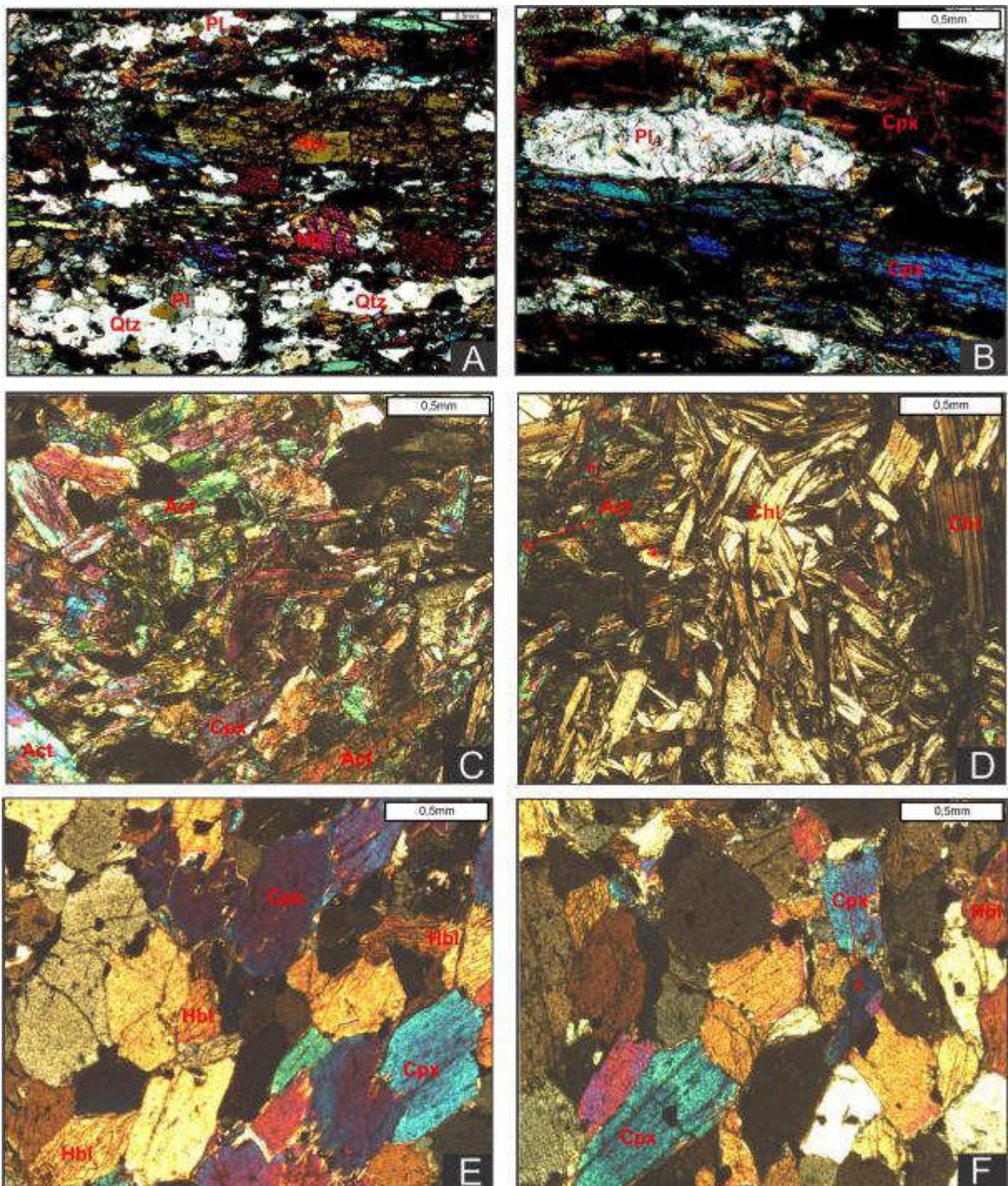
Durante a análise petrográfica foram descritas as amostras submetidas às análises geoquímicas. As amostras foram separadas em três grupos. No primeiro grupo as rochas correspondem a metaultrabásicas-metaultramáficas, no grupo 2 correspondem a anfibolitos, e no grupo 3 correspondem a metagabros.

As rochas metaultrabásicas são representadas por clinopiroxênio-anfibolito de textura granonematoblástica e estrutura bandada. Sendo constituídas por hornblenda (45%), clinopiroxênio (30%), plagioclásio (15%), quartzo (3%), opacos (3%), epídoto (3%) e titanita (1%). O clinopiroxênio ocorre na forma subidioblástica, com hábito prismático e tamanho variando entre 0,5 e 3 mm. A hornblenda ocorre na forma xenoblástica a subidioblástica, com hábito prismático, dimensões entre 0,3 a 2,5 mm (Figuras 7.1A e 7.1B) e apresenta inclusões de quartzo. Os cristais de plagioclásio apresentam-se saussuritizados (formando epídoto), apresentam forma xenoblástica, hábito granular, dimensões entre 0,1 e 2 mm (Figura 7.1B). O quartzo ocorre na forma xenoblástica, com hábito granular, tamanhos variando entre 0,2 e 0,3 mm. Ocorrem associados ao plagioclásio e inclusos na hornblenda.

As rochas metaultramáficas são representadas por actinolita-tremolitita xistos e metpiroxenitos. Os actinolita-tremolitita xistos com clorita apresentam textura nematoblástica e estrutura xistosa (Figuras 7.1C e 7.1D). Compõem-se de actinolita-tremolita (60%), clorita (25%), clinopiroxênio (12%), opacos (2%) e titanita (1%). A actinolita-tremolita apresenta forma subidioblástica, hábito prismático, com tamanho variando entre 0,3 a 1 mm. A clorita apresenta hábito colunar, forma subidioblástica e tamanho variando entre 0,5 a 2 mm. Os cristais de clinopiroxênio são reliquias, xenoblásticos e alteram para actinolita e clorita.

Por fim ocorrem metapiroxenitos com textura cumulática do tipo mesocumulática com clinopiroxênio na fase cúmulus e anfibólio intercúmulus (Figuras 7.1E e 7.1F), sendo constituídos por clinopiroxênio (40%), hornblenda (30%), tremolita-actinolita (15%), clorita (7%), granada (6%) e opacos (2%). O clinopiroxênio apresenta hábito granular, forma subidioblástica e tamanho variando entre 0,5 a 2 mm. A hornblenda aparece com hábito granular, subidioblástica e com

dimensões entre 0,3 a 1,5 mm. A tremolita-actinolita apresenta hábito prismático alongado e com tamanho variando entre 0.3 a 2 mm. A granada é xenoblástica, granular e suas dimensões variam de 0,2 a 0,8 mm.



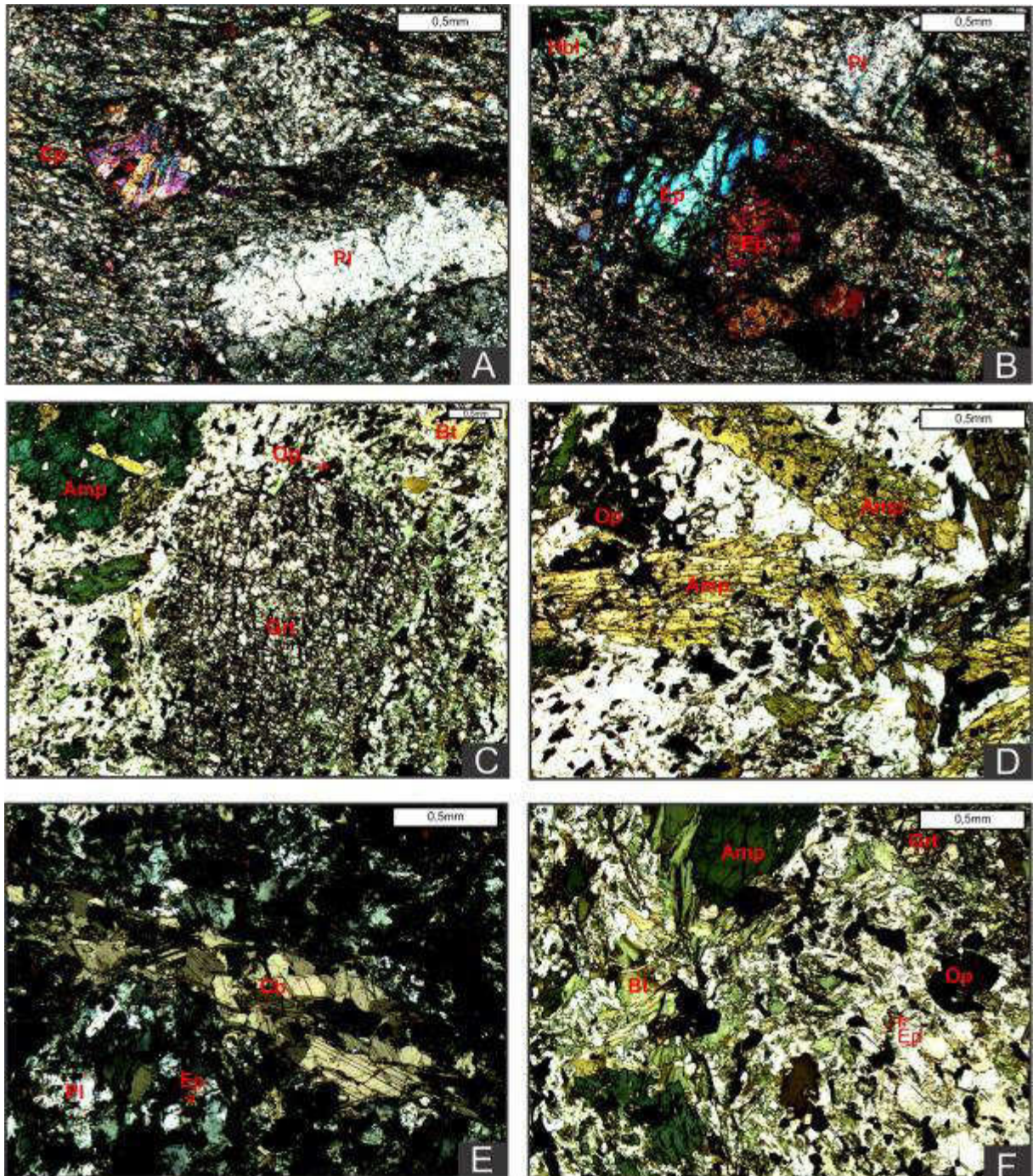
**Figura 7.1:** A) Anfibolito; B) Bandamento alternando anfibólio e plagioclásio+quartzo; C) Actinolita-tremolita xisto com Cpx reliquiar; D) Actinolita-tremolita xisto com clorita; E) e F) Metaultramáfica apresentando textura mesocumulática.

O anfibolito apresenta textura microfanerítica, fenocristais de plagioclásio e porfiroblastos de epídoto (Figuras 7.2A e 7.2B). Mostra uma foliação bem desenvolvida, cristais de plagioclásio resrecristalizados e minerais opacos estirados. A rocha é composta basicamente por hornblenda (35%), plagioclásio (35%), epídoto (27%), opacos (2%) e rutilo (1%). A hornblenda ocorre na forma anédrica, hábito prismático alongado, com tamanhos entre 0,2 e 0,3 mm. O epídoto apresenta forma xenoblástica, hábito granular a radial, dimensões entre 0,2 e 1 mm. O plagioclásio ocorre na forma xenoblástica, com hábito granular e dimensões entre 0,1 e 2,5 mm. A titanita apresenta forma subidioblástica, hábito colunar a prismático, com dimensões entre 0,2 e 0,8 mm. Os minerais opacos e o rutilo ocorrem como minerais acessórios, com forma xenoblástica e hábito granular.

O granada anfibolito é caracterizado por uma foliação incipiente, impressa pelos minerais micáceos e pelo anfibólio. Apresenta uma textura granonematoblástica (Figura 7.2C) e pode mostrar uma textura *Garbenschiefer* dada pela disposição aleatória de cristais de hornblenda (Figura 7.2D). Compõem-se por hornblenda (40%), plagioclásio (25%), biotita (25%), granada (4%), carbonato (2%), epídoto (2%) e opacos (2%).

Os cristais de hornblenda ocorrem na forma xenoblástica a subidioblástica, com hábito colunar, dimensões entre 0,25 mm e 4 mm. Podem apresentar inclusões plagioclásio, epídoto e sobrecrescimento de minerais opacos. É comumente substituído pela biotita. A granada é xenoblástica, com hábito granular e com dimensões variando entre 0,3 a 1,3 mm. Imprime na rocha uma textura granoblástica e apresenta inclusões de plagioclásio, epídoto e sobrecrescimento de minerais opacos (Figura 7.2C). O plagioclásio apresenta-se na forma xenoblástica, com hábito granular e dimensões variando entre 0,1 a 0,4 mm. Pode apresentar inclusões de biotita e associar-se a carbonatos (Figura 7.2E). A biotita ocorre na forma subidioblástica a idioblástica, com hábito lamelar, com tamanho variando entre 0,2 a 0,7 mm. Apresenta alterações para epídoto, sobrecrescimento de minerais opacos, substitui os cristais de anfibólio e pode aparecer cloritizada (Figura 7.2F). O epídoto ocorre na forma xenoblástica a subidioblástica, com hábito granular e

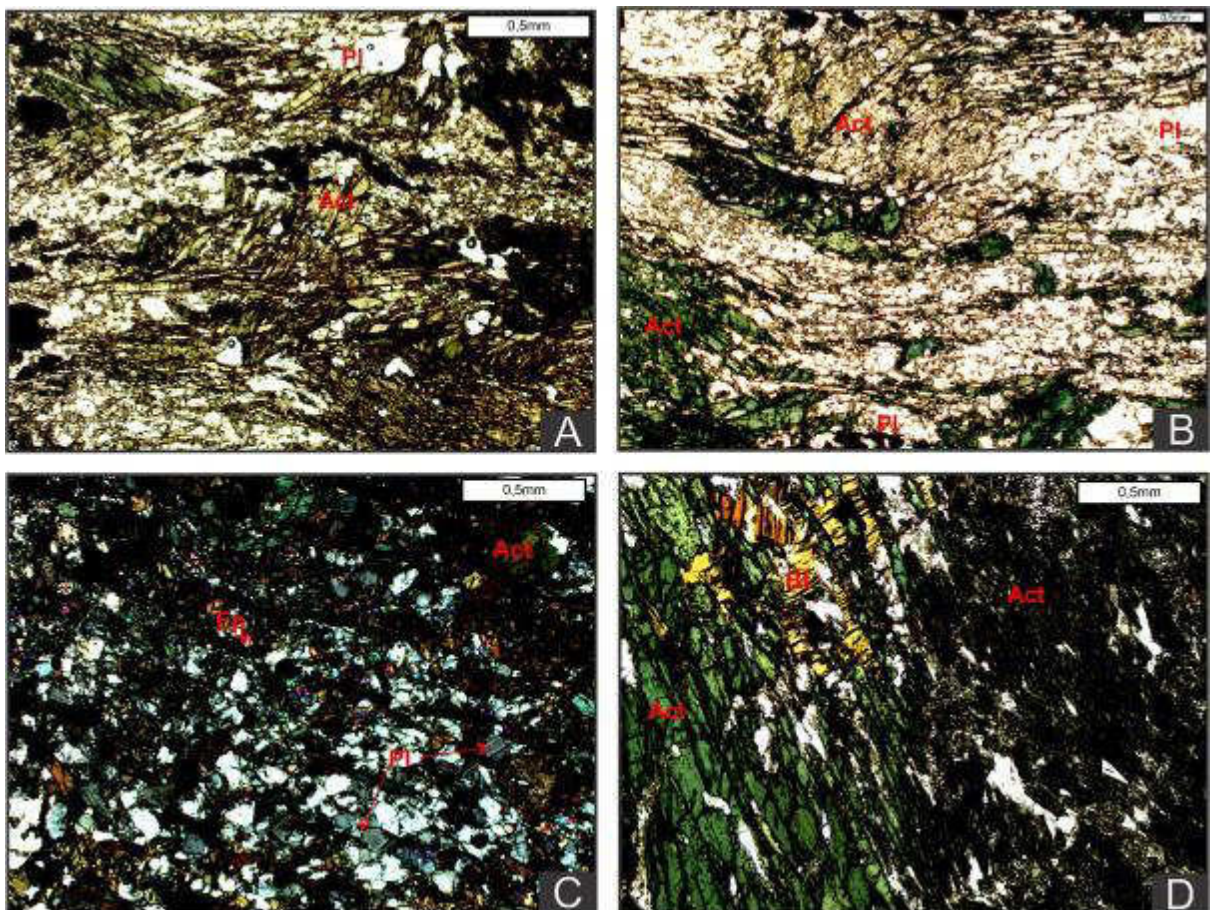
tamanho variando entre 0,05 a 0,1 mm. Também ocorre substituindo o plagioclásio, a biotita e a hornblenda. O carbonato (calcita) apresenta forma subidioblástica a idioblástica, hábito colunar e dimensões entre 0,2 e 0,5 mm. Formam agregados, com contatos retos, poligonais. Os minerais opacos correspondem à magnetita e pirita, apresentam forma xenoblástica, tamanhos entre 0,3 a 1,5 mm. Ocorrem sobrecrecendo os demais minerais.



**Figura 7.2:** A) e B) Fenocristais plagioclásio e porfiroblastos de epídoto; C) Granada com sobrecrecimento de minerais opacos; D) Granada anfibolito com textura *Garbenschiefer*; E) Cristais de plagioclásio e agregado de carbonatos; F) Biotita cloritizada.

Os metagabros do Complexo Paulistana se caracterizaram por uma textura granonematoblástica e uma foliação bem marcada (Figuras 7.3A e 7.3B). São compostos basicamente por actinolita (55%), plagioclásio (40%), biotita (2%), epídoto (2%) e opacos (1%).

Os cristais de actinolita ocorrem na forma xenoblástica a subidioblástica, com hábito prismático alongado (Figura 7.3B), com dimensões entre 0,1 e 0,8 mm. Pode ser substituído pela biotita. O plagioclásio apresenta forma subidioblástica, hábito granular, com indícios de recristalização, dados pelos contatos retos em polígonos (Figura 7.3C). Os tamanhos variam de 0,1 a 0,6 mm e alteram-se para epídoto. Os minerais opacos mostram forma xenoblástica, hábito granular, dimensões entre 0,3 a 0,6 mm e podem ocorrer deformados. A biotita apresenta forma xenoblástica, hábito lamelar e ocorre substituindo os cristais de actinolita (Figura 7.3D).



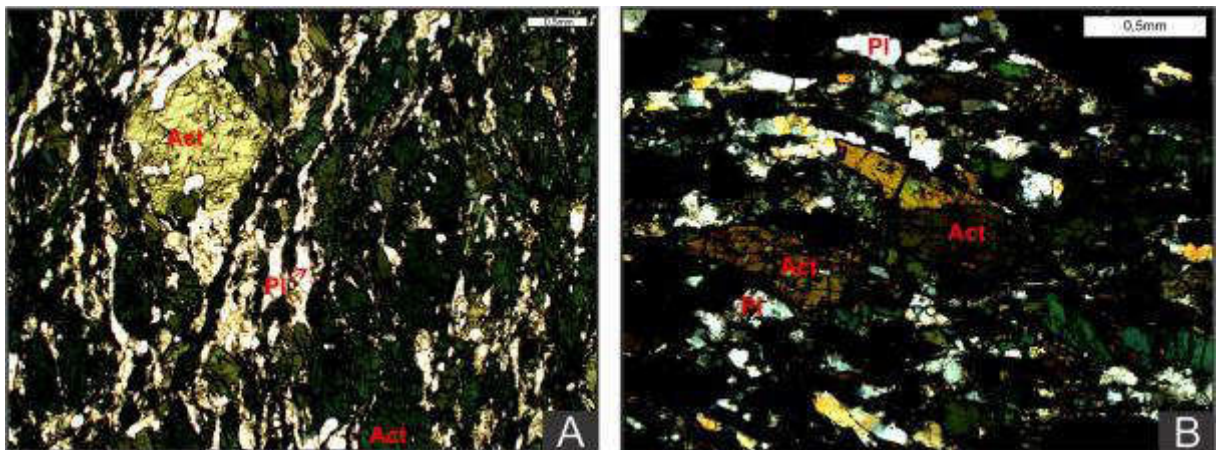
**Figura 7.3:** A) e B) Fotomicrografia de metagabro apresentando textura nematoblástica; C) Cristais de plagioclásio com contatos retos formando polígonos; D) Biotita substituindo cristais de actinolita.

## 7.2 Complexo Santa Filomena

Para a análise petrográfica das rochas metamáficas do Complexo Santa Filomena foram selecionadas as amostras submetidas a análises geoquímicas.

As amostras analisadas correspondem a anfibolitos que se caracterizam por apresentar uma textura nematoblástica (Figura 7.4A), com foliação bem definida, onde os minerais que as compõem podem estar alterados ou não.

O anfibolito é composto por actinolita (50%), plagioclásio (40%), epídoto (3%), opacos (2%) e titanita (1%). Podem apresentar cristais de biotita (4%) cloritizadas ou não. A actinolita ocorre na forma subidioblástica, com hábito prismático, com dimensões variando entre 0,25 mm a 4 mm (Figura 7.4B). O plagioclásio apresenta forma subidioblástica, hábito granular e tamanho entre 0,25 a 0,5 mm e apresenta inclusões de epídoto. O epídoto ocorre na forma subidioblástica, hábito granular, com dimensões entre 0,1 a 0,25 mm. Os minerais opacos apresentam forma xenoblástica, com hábito granular e sobrecrescem os demais minerais. A titanita ocorre como mineral acessório e apresenta forma subidioblástica, hábito prismático a granular e dimensões entre 0,1 e 0,2 mm. A biotita apresenta forma xenoblástica, hábito lamelar e podem aparecer cloritizadas.



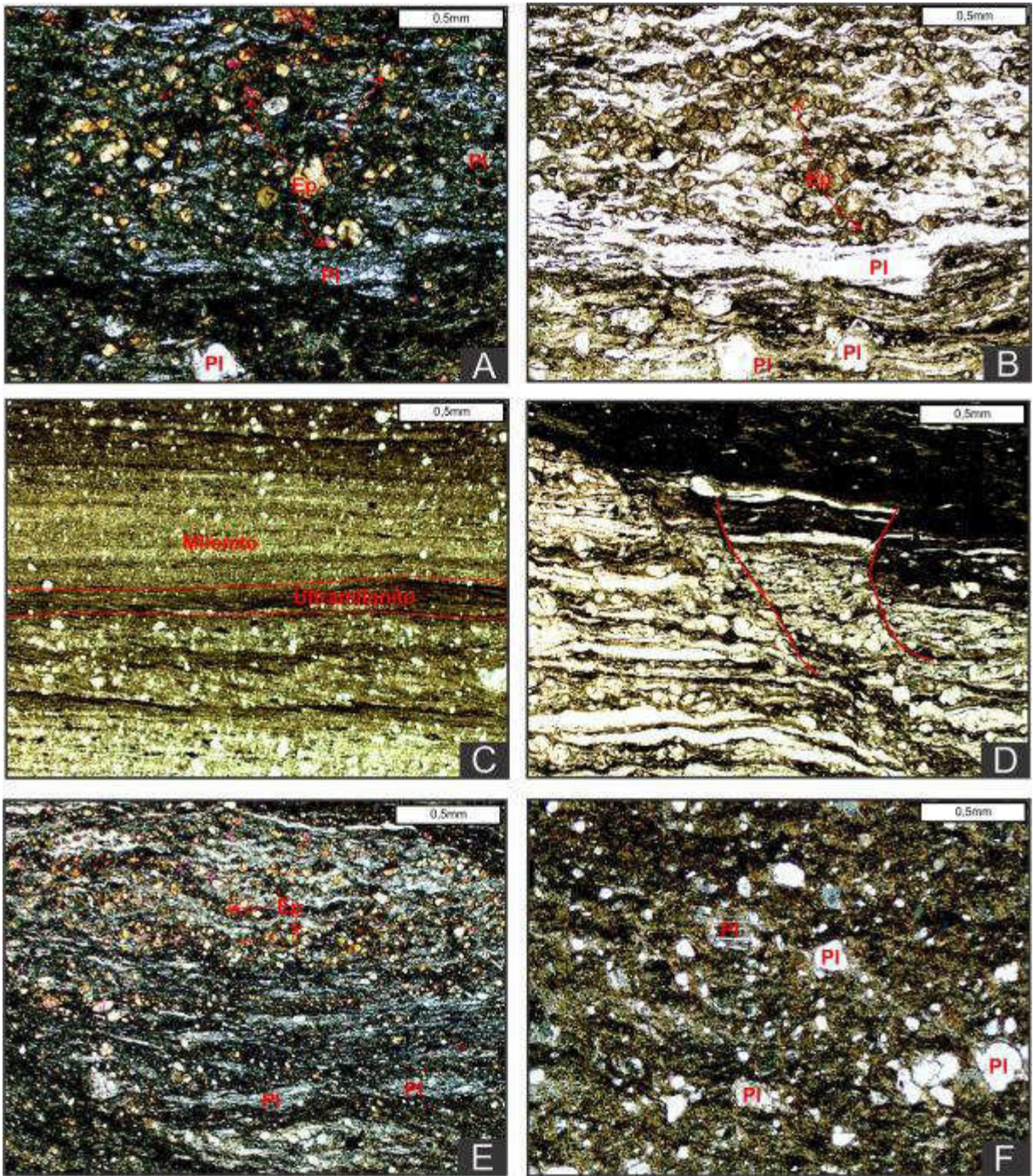
**Figura 7.4:** A) Fotomicrografia de anfibolito apresentando textura nematoblástica; B) Actinolita apresentando hábito prismático.

### 7.3 Vulcânicas milonitizadas

A análise petrográfica consistiu na descrição de três grupos de amostras submetidas à análise geoquímica, sendo eles metabasaltos, metandesitos e metarriolitos (discriminados a partir da análise dos dados de geoquímica).

Os metabasaltos se caracterizam por mostrar uma textura granolepidoblástica e milonítica (Figuras 7.5A, 7.5B e 7.5C). Apresenta microfalhas, que afetam toda a rocha (Figura 7.5D). Compõe-se por plagioclásio (45%), epídoto (25%), quartzo (10%), biotita (18%) e opacos (2%).

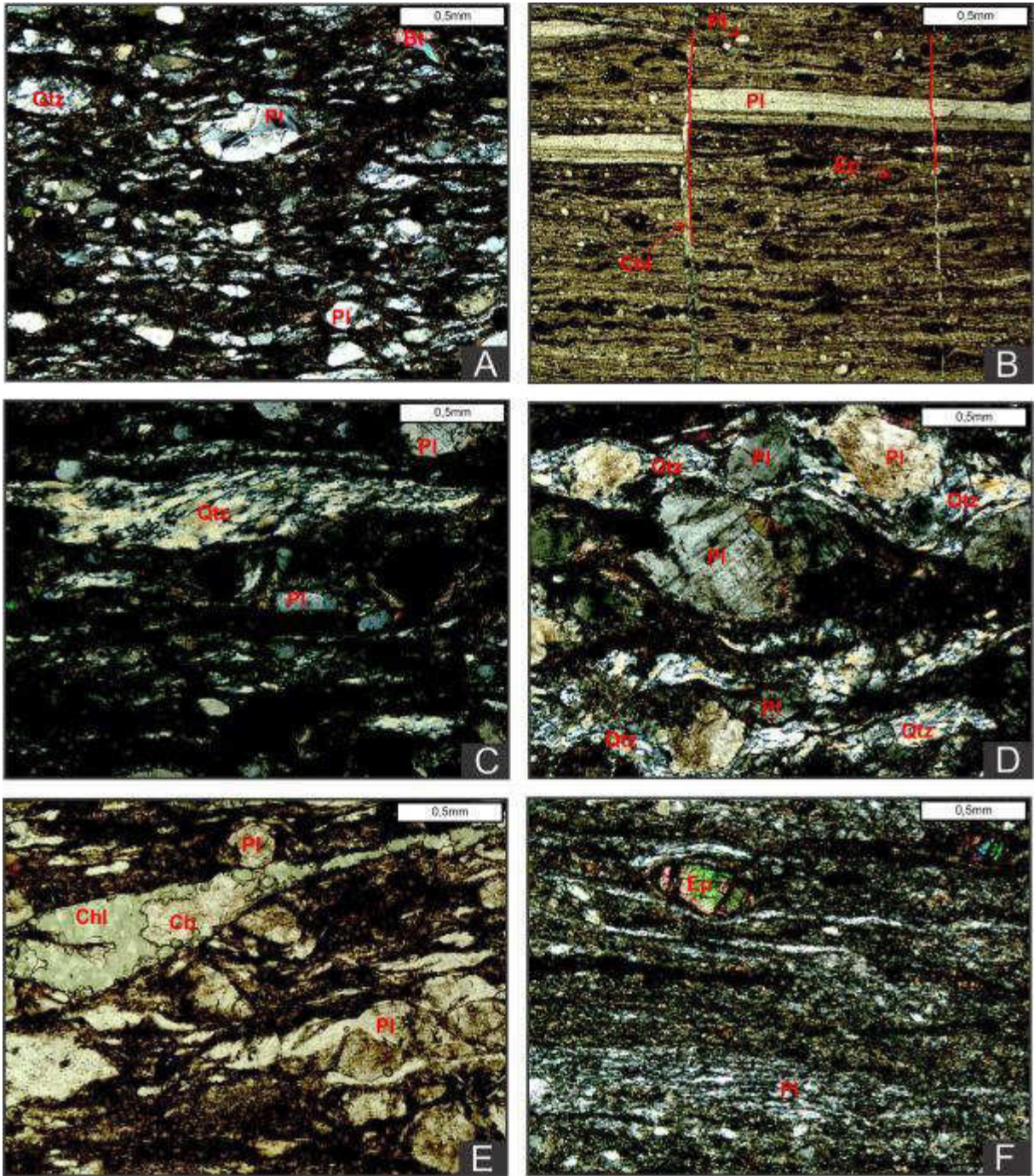
Os cristais de epídoto apresentam-se na forma xenoblástica, hábito granular, com tamanho variando entre 0,05 a 0,2 mm. Ocorrem como agregados de cristais arredondados a subarredondados recristalizado por cisalhamento dúctil que afeta os metabasaltos (Figura 7.5E). O plagioclásio ocorre na forma xenoblástica, com hábito colunar a granular, com dimensões variando entre 0,1 a 3 mm. Ocorrem como porfiroclastos formados pela atuação do cisalhamento (Figura 7.5F). O quartzo apresenta forma xenoblástica, hábito granular, é fitado e apresenta-se recristalizados em subgrãos. A biotita compõe a maior porção da matriz milonitizada, sendo difícil a sua descrição em detalhe. Os minerais opacos são xenoblásticos, granulares e apresentam-se estirados.



**Figura 7.5:** A); B) e C) Fotomicrografia de metabasaltos milonitizados; D) Microfalhas afetando metabasaltos milonitizados; E) Porfiroclastos de epídoto; F) Porfiroclastos de plagioclásio.

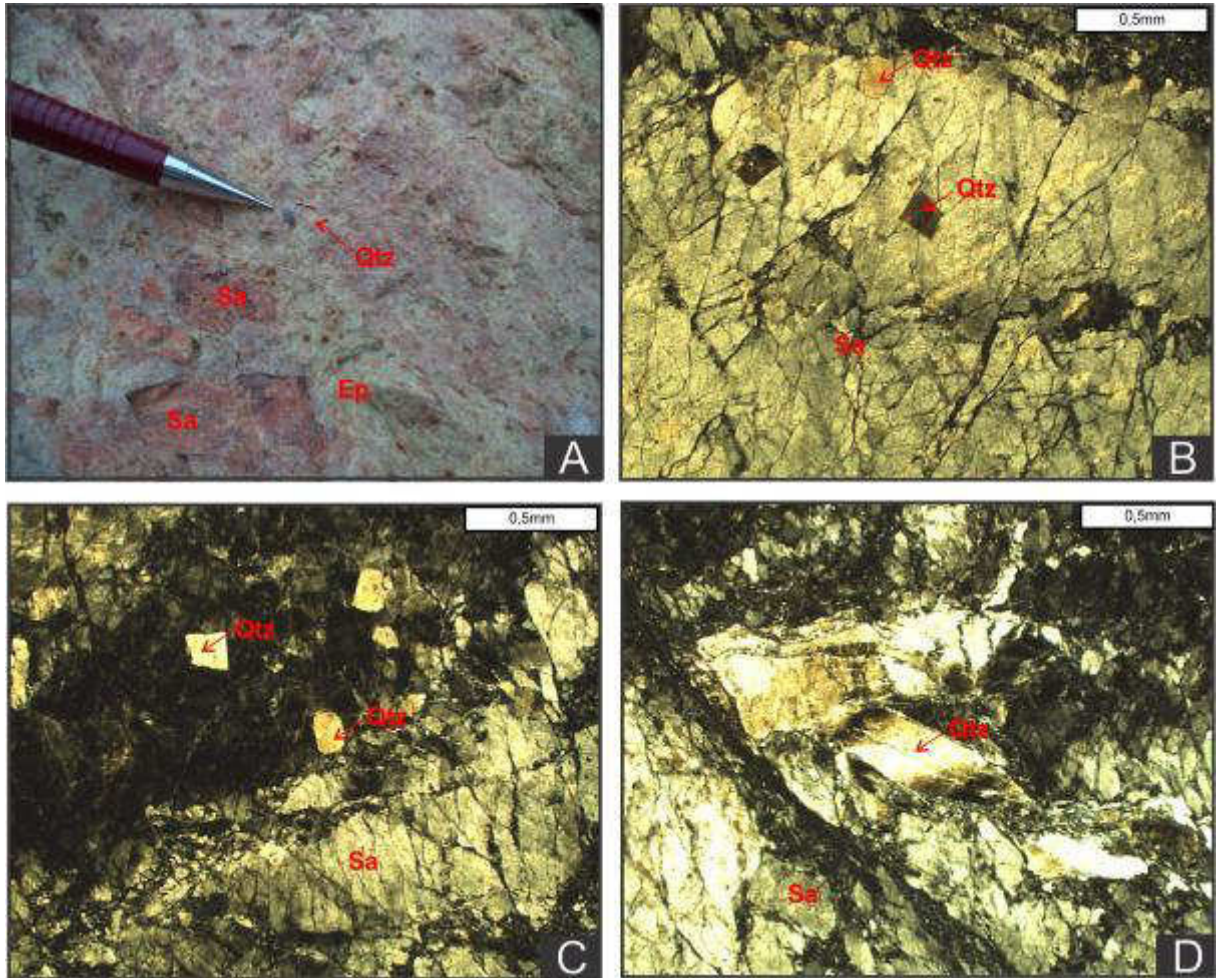
Os metandesitos são caracterizados por apresentar textura granolepidoblástica, estrutura milonítica e microfalhas (Figura 7.6A e 7.6B, respectivamente). São compostos basicamente por plagioclásio (45%), quartzo (20%), biotita (15%), epídoto (10%), carbonato (4%), muscovita (3%), opacos (2%), clorita (1%).

O quartzo ocorre na forma xenoblástica, hábito granular, com dimensões entre 0,2 e 0,8 mm. Ocorre como porfiroclasto originado pelo cisalhamento e mostra processo de recristalização em subgrãos (Figura 7.6C e 7.6D). O plagioclásio ocorre na forma xenoblástica, com hábito granular, com dimensões entre 0,1 a 1,5 mm (Figura 7.6D). A biotita ocorre na forma xenoblástica, com hábito lamelar, e compõe a maior parte da matriz milonitizada, sendo difícil sua descrição. Pode apresentar recristalização em cristais maiores. A muscovita é secundária e ocorre na forma xenoblástica, com hábito lamelar, dimensões variando entre 0,2 a 0,4 mm. A clorita apresenta forma xenoblástica, preenchendo cavidades similares a vesículas, associando-se ao quartzo e aos cristais de carbonato (Figura 7.6E). O epídoto apresenta forma xenoblástica e hábito granular (Figura 7.6F). O carbonato apresenta forma xenoblástica, hábito colunar e preenche cavidades junto ao quartzo e a clorita. Os minerais opacos apresentam forma xenoblástica, hábito granular e ocorrem cisalhados.



**Figura 7.6:** A) Fotomicrografia de metadesito milonitizado; B) Metadesito afetado por microfalhas; C) Quartzo recristalizado em subgrãos; D) Plagioclásio como porfiroclasto; E) Microcavidades preenchidas por clorita e carbonato; F) Epidoto como porfiroclasto.

Os metarriolitos apresentam-se cataclasados (Figuras 7.8A, 7.8B e 7.8C) mostrando cristais reliquiais bi-piramidais de quartzo (25%) e sanidina (35%), típicos de riolitos com matriz epidotizada (40%). A rocha apresenta uma brechação com alterações hidrotermais do tipo potássica e propílica. Em seção delgada os riolitos apresentam porfiroclastos de sanidina e quartzo bi-piramidal em seção basal. Os cristais de sanidina apresentam recristalização em subgrãos e os cristais de quartzo aparecem fitados devido ao cisalhamento (Figura 7.8D).



**Figura 7.8:** A) Metarriolitos cataclasados apresentando matriz epidotizada e cristais reliquiares bi-piramidais de quartzo e sanidina; B) e C) Fotomicrografia de porfiroclastos de sanidina e cristais reliquiares bi-piramidais de quartzo em seção delgada; D) Quartzo fitado (*ribbon*) devido ao cisalhamento.

## 8 GEOQUÍMICA

Foram submetidas à análise geoquímica amostras de rochas metamáfica-metaultramáficas pertencentes aos complexos Paulistana e Santa Filomena, incluindo amostras de rochas vulcânicas milonitizadas coletadas ao longo do Lineamento Pernambuco Oeste. No anexo I e na tabela 8.1 podem ser observados os pontos de coleta. Nas tabelas 8.2, 8.3, 8.4, 8.5 e 8.6 podem ser observados os resultados analíticos para todas as amostras.

**Tabela 8.1:** Coordenadas dos pontos de coleta para análise petrográfica e geoquímica.

<b>Ponto</b>	<b>Coordenada UTM X</b>	<b>Coordenada UTM Y</b>	<b>Litoestratigrafia</b>	<b>Rocha</b>
RPE-02	257308	9097876	Complexo Paulistana	Clinopiroxênio-anfibolito
RPE-49	246380	9094582	Complexo Paulistana	Actinolita-tremolita xisto
RPE-51	245055	9096137	Complexo Paulistana	Actinolita-tremolita xisto
RPE-71	239471	9099195	Complexo Paulistana	Metapiroxenito
RPE-76	236937	9102225	Complexo Paulistana	Metapiroxenito
RPE-15	253245	9096298	Complexo Paulistana	Metagabro
RPE-46	256744	9108489	Complexo Paulistana	Metagabro
RPE-47	256811	9108491	Complexo Paulistana	Metagabro
RPE-73	240810	9100749	Complexo Paulistana	Metagabro
RPE-19	251417	9096149	Complexo Paulistana	Anfibolito
RPE-35	256506	9108751	Complexo Paulistana	Granada anfibolito
RPE-89	269382	9097799	Complexo Paulistana	Granada anfibolito
RPE-91	270293	9097748	Complexo Paulistana	Granada anfibolito
RPE-31	283965	9103347	Complexo Santa Filomena	Anfibolito
RPE-39	266136	9111383	Vulcânicas	Metandesito
RPE-40	266214	9111414	Vulcânicas	Metandesito
RPE-41	266274	9111450	Vulcânicas	Metabasalto
RPE-42	266386	9111506	Vulcânicas	Metandesito
RPE-43	266430	9111537	Vulcânicas	Metabasalto
RPE-44	266262	9111423	Vulcânicas	Metarriolito
RPE-107	266481	9111565	Vulcânicas	Metarriolito
RPE-108	266481	9111565	Vulcânicas	Metarriolito

**Tabela 8.2:** Resultados analíticos para amostras de anfibolitos Complexo Santa Filomena.

Rocha Amostra	Complexo Santa Filomena		
	Anfibolito RPE-31A	Anfibolito RPE-31B	Anfibolito RPE-31C
<b>Elementos maiores (%)</b>			
SiO <sub>2</sub>	48,36	46,32	48,87
TiO <sub>2</sub>	2,70	2,38	2,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,92	14,60	14,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	13,94	13,97	13,65
MgO	6,26	7,07	6,24
CaO	9,13	9,70	9,08
Na <sub>2</sub> O	1,89	2,43	2,02
K <sub>2</sub> O	1,17	0,70	0,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,20	0,28
LOI	1,80	2,10	1,60
<b>Total</b>	<b>99,73</b>	<b>99,74</b>	<b>99,73</b>
<b>Elementos menores (ppm)</b>			
Cr	102,62	109,46	116,30
Ni	53,00	63,00	62,00
Co	37,30	40,60	37,10
Ba	209,00	77,00	203,00
Sr	189,40	253,80	192,40
Zr	175,10	102,20	183,70
Nb	22,20	13,40	15,30
Y	46,40	31,90	49,60
V	407,00	396,00	405,00
La	11,10	7,90	10,10
Ce	28,10	17,10	25,40
Pr	3,72	2,71	4,01
Nd	28,10	17,10	25,40
Sm	3,72	2,71	4,01
Eu	1,88	1,73	1,95
Gd	7,72	5,94	8,22
Tb	1,37	1,06	1,37
Dy	8,63	7,37	8,78
Ho	1,75	1,32	1,79
Er	4,71	4,10	5,14
Tm	0,74	0,58	0,77
Yb	4,84	3,31	4,91
Lu	0,72	0,52	0,73
Cs	0,70	0,70	0,30
Rb	29,80	15,70	21,00
Th	2,20	0,60	1,80
U	0,50	0,10	0,30
Ta	0,90	0,70	0,50
Pb	3,70	5,00	4,70

**Tabela 8.3:** Resultados analíticos para amostras de rochas metaultrabásicas-metaultramáficas do Complexo Paulistana.

Complexo Paulistana 1							
Rocha	Clinopiroxênio-anfibolito		Actinolita-tremolita-xisto			Metapiroxenito	
Amostra	RPE-02A	RPE-02B	RPE-49	RPE-51A	RPE-51B	RPE-71	RPE-76
<b>Elementos maiores (%)</b>							
SiO <sub>2</sub>	44,44	45,93	45,40	47,92	47,40	45,60	48,56
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,15	0,21	0,42	0,44	2,24	1,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,93	20,82	8,80	7,25	7,75	7,22	5,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	14,05	7,87	9,94	9,67	9,30	12,70	12,45
MgO	6,93	6,93	20,85	19,61	20,38	16,60	16,18
CaO	11,96	11,79	6,80	8,63	8,16	10,81	11,10
Na <sub>2</sub> O	0,84	2,38	0,17	0,39	0,34	1,04	0,82
K <sub>2</sub> O	0,17	0,57	0,03	0,04	0,04	0,18	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,02		0,03	0,13	0,15
LOI	2,80	3,30	7,10	5,20	5,20	2,50	2,20
<b>Total</b>	<b>99,71</b>	<b>99,81</b>	<b>99,62</b>	<b>99,63</b>	<b>99,61</b>	<b>99,62</b>	<b>99,63</b>
<b>Elementos menores (ppm)</b>							
Cr		41,05	662,00	1963,58	1970,42	2244,00	1676,20
Ni	105,00	104,00	500,00	678,00	752,00	543,00	381,00
Co	45,00	30,90	74,80	63,70	68,50	78,30	76,80
Ba	25,00	95,00	2,00	4,00	3,00	1,00	
Sr	196,50	325,60	20,10	16,90	17,20	196,10	145,90
Zr	8,00	8,60	33,00	30,00	29,90	83,30	112,90
Nb	2,70	2,20	1,90	2,60	3,20	16,60	22,70
Y	1,90	3,10	7,30	6,80	7,20	11,80	13,20
V	960,00	158,00	83,00	123,00	136,00	281,00	227,00
La	1,50	1,40	5,80	2,10	2,70	14,30	21,10
Ce	2,90	2,30	3,30	9,50	8,90	25,10	37,90
Pr	0,33	0,46	1,18	0,71	0,92	3,65	5,32
Nd	1,30	2,10	4,90	3,50	4,10	15,30	20,60
Sm	0,18	0,64	1,06	1,05	1,10	3,48	4,50
Eu	0,15	0,18	0,38	0,34	0,31	1,12	1,36
Gd	0,29	0,67	1,22	1,29	1,39	3,81	4,13
Tb	0,05	0,10	0,21	0,23	0,23	0,51	0,60
Dy	0,39	0,71	1,57	1,25	1,51	2,69	2,88
Ho	0,09	0,13	0,27	0,30	0,33	0,42	0,50
Er	0,21	0,43	0,74	0,95	0,94	1,13	1,18
Tm	0,03	0,04	0,11	0,11	0,13	0,16	0,16
Yb	0,15	0,34	0,75	0,71	0,87	0,89	0,98
Lu	0,02	0,05	0,12	0,11	0,13	0,13	0,12
Cs	0,40	2,50			0,10		
Rb	2,90	19,20	0,12	0,11	0,13	0,13	0,12
Th			0,40			1,10	1,40
U			0,20	0,10	0,10	0,30	0,30
Ta			0,10	0,10	0,10	1,00	1,30
Pb	0,40	2,20	0,50	0,90	31,00	1,70	0,70

**Tabela 8.4:** Resultados analíticos para amostras de rochas metamáficas do Complexo Paulistana.

Rocha	Anfibolito	Complexo Paulistana 2					
		Granada anfibolito					
Amostra	RPE-19B	RPE-35E	RPE-35F	RPE-35H	RPE-89	RPE-91A	RPE-91B
<b>Elementos maiores (%)</b>							
SiO <sub>2</sub>	50,16	42,00	43,26	41,55	47,99	48,43	52,19
TiO <sub>2</sub>	1,59	3,95	3,82	3,91	2,91	1,87	1,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,53	15,86	15,28	15,74	19,51	13,23	13,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	9,89	15,51	15,13	16,22	13,08	11,47	10,86
MgO	4,23	5,32	3,47	5,55	4,43	3,97	6,60
CaO	9,52	7,24	9,54	8,47	3,22	9,54	8,96
Na <sub>2</sub> O	4,15	3,33	4,52	3,24	5,66	1,76	1,47
K <sub>2</sub> O	0,10	1,32	0,39	1,51	0,28	1,51	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,49	0,91	0,77	0,78	0,36	0,11	0,13
LOI	3,00	3,40	2,80	2,20	2,10	7,60	4,10
Total	99,78	99,67	99,74	99,74	99,69	99,77	99,76
<b>Elementos menores (ppm)</b>							
Cr	314,72				95,78	123,15	205,25
Ni	52,00	30,00	29,00	33,00	2,10	7,60	4,10
Co	14,80	44,70	41,50	43,10	49,90	30,60	40,90
Ba	47,00	647,00	284,00	245,00	513,00	620,00	78,00
Sr	398,10	363,10	479,90	158,70	433,40	228,90	307,30
Zr	98,80	266,90	276,60	260,60	187,30	130,30	145,60
Nb	25,50	35,10	35,60	22,90	26,20	26,20	11,00
Y	31,10	28,70	31,10	27,90	31,80	27,60	22,80
V	420,00	251,00	226,00	244,00	486,00	195,00	266,00
La	17,30	25,80	25,80	25,70	24,40	15,30	17,80
Ce	33,00	66,50	66,90	66,70	50,30	31,70	37,10
Pr	4,52	9,08	9,28	8,49	6,50	4,10	4,83
Nd	19,50	66,50	66,90	66,70	26,40	18,50	20,10
Sm	4,16	9,08	9,28	8,49	6,00	4,03	4,62
Eu	1,54	2,90	2,83	2,68	2,22	1,33	1,29
Gd	5,06	8,33	8,60	8,07	6,18	4,83	4,76
Tb	0,81	1,14	1,21	1,14	1,01	0,80	0,75
Dy	5,31	6,27	6,26	6,09	5,94	4,92	4,12
Ho	1,01	1,14	1,14	1,11	1,23	1,00	0,86
Er	2,98	2,73	3,05	2,90	3,29	2,86	2,29
Tm	0,43	0,36	0,40	0,38	0,49	0,45	0,31
Yb	2,64	2,46	2,49	2,32	3,14	2,89	2,27
Lu	0,41	0,34	0,38	0,35	0,43	0,43	0,36
Cs	0,10	19,00	1,00	11,40	1,60	3,60	0,10
Rb	0,80	70,20	7,00	67,10	8,90	41,90	2,30
Th	1,80	1,40	1,60	1,70	1,01	0,80	0,75
U	0,20	0,70	0,60	0,50	0,30	0,40	0,90
Ta	1,50	1,60	2,10	1,50	1,60	1,70	0,90
Pb	2,10	2,10	2,50	4,70	0,30	0,50	1,60

**Tabela 8.5:** Resultados analíticos para amostras de metagabros do Complexo Paulistana.

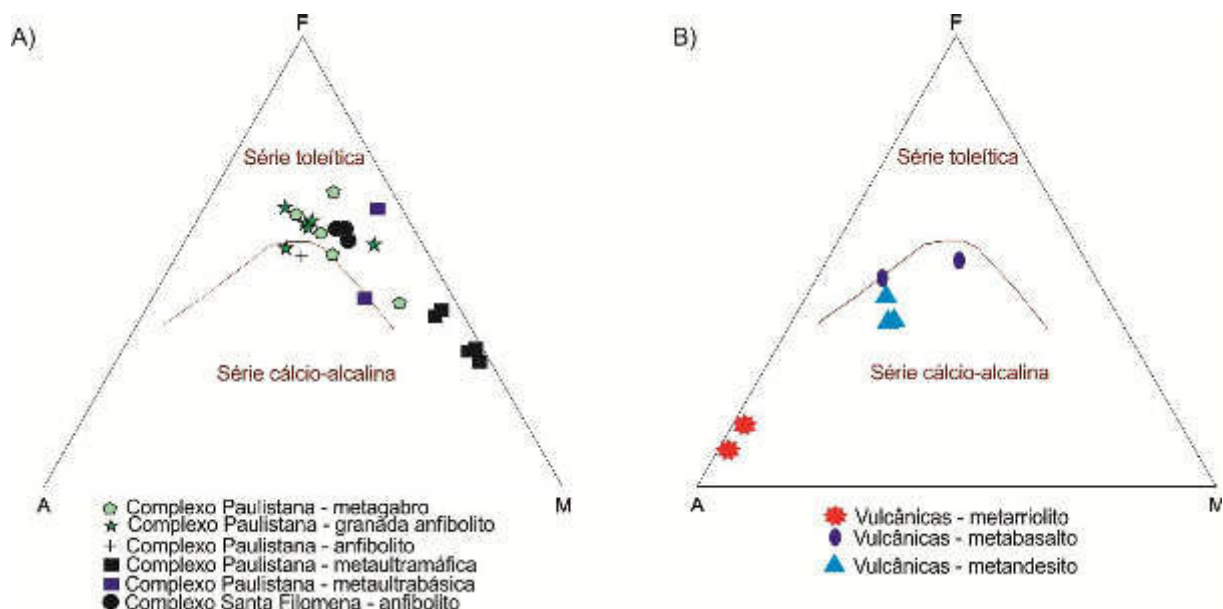
Complexo Paulistana 3					
Rocha	Metagabro				
Amostra	RPE-15B	RPE-15C	RPE-46	RPE-47	RPE-73
<b>Elementos maiores (%)</b>					
SiO <sub>2</sub>	42,83	46,59	46,94	47,98	48,18
TiO <sub>2</sub>	4,82	3,63	2,78	2,38	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,99	16,67	15,41	14,96	17,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	17,02	14,20	12,85	11,77	7,74
MgO	5,34	3,84	5,14	6,09	8,15
CaO	11,16	8,39	11,01	10,37	12,82
Na <sub>2</sub> O	2,31	4,15	3,27	3,10	1,62
K <sub>2</sub> O	0,31	0,30	0,49	0,67	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,41	0,40	0,39	0,03
LOI	1,40	1,40	1,20	1,80	2,50
<b>Total</b>	<b>99,71</b>	<b>99,76</b>	<b>99,74</b>	<b>99,73</b>	<b>99,78</b>
<b>Elementos menores (ppm)</b>					
Cr	27,37	0,00	150,52	321,56	116,61
Ni	33,00	28,00	38,00	53,00	73,00
Co	47,30	35,70	31,90	34,30	35,00
Ba	52,00	61,00	102,00	180,00	66,00
Sr	369,90	300,70	394,10	364,50	311,50
Zr	143,60	189,80	259,10	210,40	51,90
Nb	10,80	12,30	13,40	19,50	3,10
Y	24,50	32,50	28,10	29,80	13,80
V	639,00	507,00	368,00	321,00	164,00
La	11,50	15,70	19,30	18,10	5,00
Ce	26,90	37,30	44,50	39,90	9,90
Pr	3,86	5,28	5,90	5,40	1,53
Nd	18,90	23,60	44,50	39,90	7,40
Sm	4,74	6,01	5,90	5,40	1,74
Eu	2,07	2,35	2,24	2,29	0,81
Gd	5,92	7,43	6,97	6,35	2,43
Tb	0,94	1,15	1,06	0,99	0,42
Dy	5,06	6,37	6,12	5,84	2,91
Ho	1,01	1,30	1,14	1,13	0,53
Er	2,86	3,51	3,30	2,96	1,43
Tm	0,36	0,48	0,44	0,40	0,23
Yb	2,35	2,97	2,67	2,48	0,42
Lu	0,34	0,49	0,43	0,36	0,22
Cs	0,10	0,30		0,90	0,60
Rb	1,70	2,90	4,00	10,90	5,10
Th	1,00	1,40	1,20	1,20	0,60
U	0,30	0,40	0,40	0,20	0,20
Ta	0,80	0,70	0,90	1,10	0,20
Pb	1,20	0,60	0,60	1,80	0,50

**Tabela 8.6:** Resultados analíticos para amostras das rochas vulcânicas milonitizadas.

Amostra	RPE-39	RPE-40	RPE-42	RPE-41	RPE-43F	RPE-44A	RPE-44B	RPE-107	RPE-108
Rocha	Metandesito			Metabasalto			Metarriolito		
<b>Elementos maiores (%)</b>									
SiO <sub>2</sub>	65,72	65,55	68,30	54,89	60,71	72,67	71,57	70,12	76,48
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,81	0,80	1,42	1,37	0,08	0,07	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,74	14,80	12,78	16,16	14,25	13,73	15,07	15,79	12,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	5,20	5,45	5,76	9,66	8,31	1,73	0,99	0,65	0,85
MgO	2,31	2,41	1,80	4,44	2,03	0,20	0,18	0,06	0,11
CaO	3,67	3,16	3,53	5,89	3,92	0,25	1,18	0,37	0,84
Na <sub>2</sub> O	2,78	3,41	2,66	2,44	4,09	2,16	4,19	2,82	3,36
K <sub>2</sub> O	2,73	2,54	2,38	1,79	2,54	7,84	5,04	9,13	4,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,17	0,17	0,21	0,30	0,02			0,01
LOI	1,70	1,40	1,50	2,70	2,10	1,10	1,50	0,60	1,00
Total	99,76	99,79	99,81	99,75	99,77	99,81	99,83	99,54	99,88
<b>Elementos menores (ppm)</b>									
Cr	95,78	51,05	34,21	54,53	13,08			51,05	47,89
Ni	35,00	31,00		38,00					
Co	12,30	12,40	12,30	26,20	16,30	1,20	1,10	0,40	0,80
Ba	853,00	602,00	762,00	492,00	536,00	1561,00	968,00	3330,00	682,00
Sr	282,40	255,70	203,40	312,10	243,30	238,50	370,20	823,70	262,40
Zr	202,50	206,50	153,80	149,70	356,10	13,60	83,90	18,90	104,50
Nb	10,90	16,10	9,10	19,50	19,60	4,20	5,90	0,80	1,00
Y	20,90	17,10	20,00	27,80	39,00	2,90	7,00	0,70	18,70
V	97,00	107,00	124,00	188,00	105,00	10,00	11,00		
La	33,20	29,30	18,80	21,10	36,50	1,60	3,70	0,50	8,60
Ce	71,40	61,60	41,80	50,40	88,50	2,90	6,70	0,60	17,80
Pr	7,84	7,02	4,91	5,70	10,35	0,29	0,73	0,07	2,20
Nd	10,90	16,10	9,10	19,50	19,60	4,20	5,90		8,40
Sm	5,59	4,73	3,96	4,80	8,74	0,29	0,79	0,08	2,35
Eu	1,27	1,01	0,93	1,45	2,13	0,14	0,30		0,32
Gd	5,12	4,50	4,06	5,13	8,40	0,41	1,06	0,10	2,20
Tb	0,73	0,62	0,59	0,85	1,38	0,07	0,22	0,02	0,39
Dy	4,29	3,67	3,58	5,25	7,66	0,56	1,28	0,15	2,76
Ho	0,84	0,76	0,74	1,03	1,44	0,12	0,22	0,02	0,74
Er	2,39	2,18	2,34	3,18	4,17	0,30	0,64	0,06	2,17
Tm	0,35	0,32	0,35	0,41	0,58	0,04	0,09		0,40
Yb	2,40	1,97	2,35	2,81	3,68	0,28	0,57	0,02	0,39
Lu	0,38	0,31	0,35	0,40	0,54	0,05	0,08		0,39
Cs	6,50	13,10	3,70	3,90	6,60	5,00	4,10	1,10	3,20
Rb	90,80	123,70	72,80	59,00	87,40	227,80	156,10	144,70	143,50
Th	11,90	11,90	9,20	5,50	9,10	0,50	2,30		9,50
U	2,20	3,10	1,80	1,50	2,80	0,40	1,30		2,20
Ta	0,90	1,30	0,50	0,60	1,40	1,00	0,60	0,20	0,20
Pb	24,60	54,30	3,60	3,80	1,80	13,80	3,40	6,70	10,10

## 8.1 Diagramas Ternário AFM e binários de discriminação

O diagrama ternário AFM de Irvine e Baragar (1971) apresenta todas as amostras dos complexos Paulistana, Santa Filomena e das rochas vulcânicas milonitizadas. As amostras dos complexos Santa Filomena e Paulistana plotam predominantemente no campo das rochas toleíticas (Figura 8.2A). As rochas vulcânicas milonitizadas são todas de caráter cálcio-alcalino (Figura 8.2B).



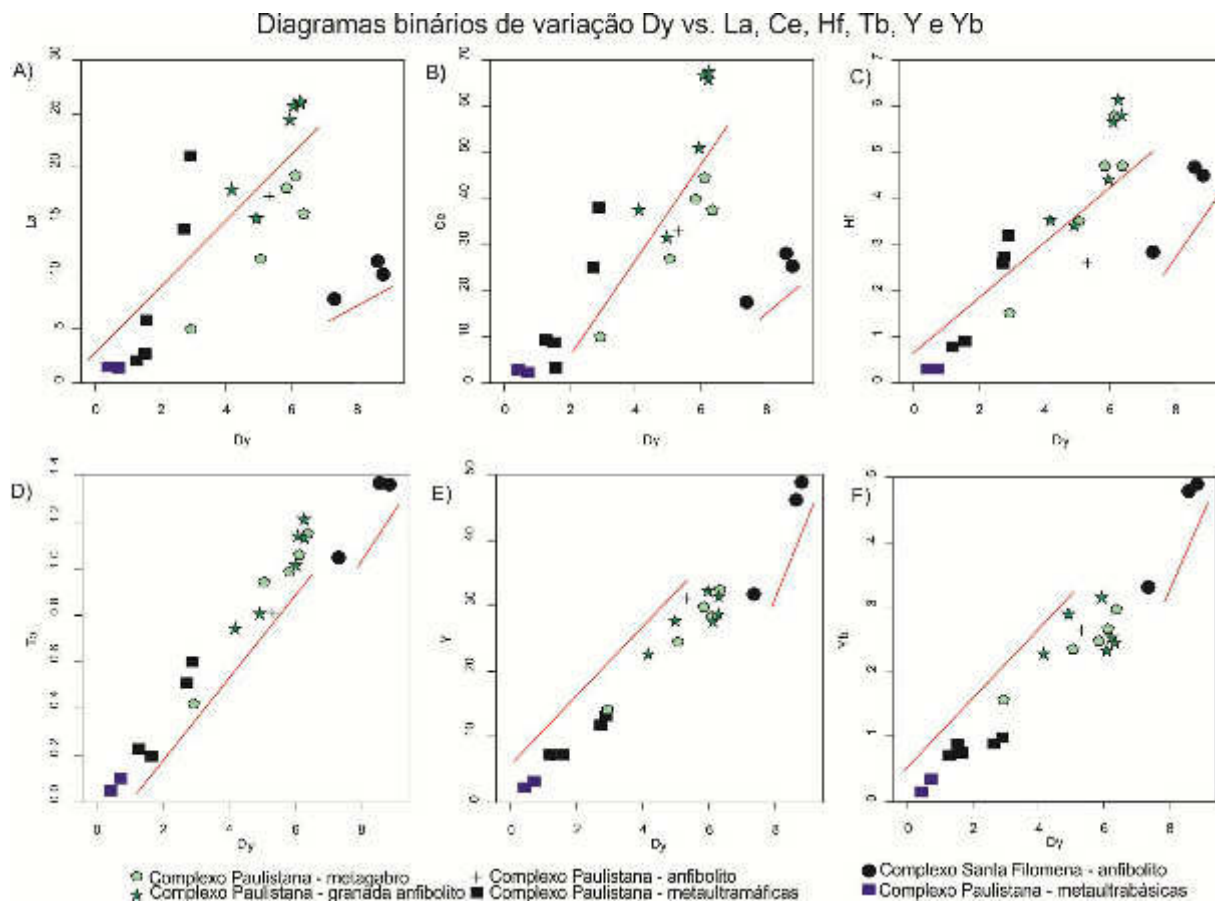
**Figura 8.2:** A) e B) Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) para amostras dos complexos Paulistana, Santa Filomena e vulcânicas milonitizadas.

Neste trabalho foram utilizados diagramas binários de discriminação para a análise comportamental dos elementos incompatíveis e imóveis durante o metamorfismo (Figura 8.3). Foram utilizados elementos terras raras (La, Ce, Dy, Tb e Yb) Y e Hf (*High Field Strength Element* -HFSE), recomendados nos estudos de Furnes *et al.* (2013) e Pearce (2014). Geralmente quando se estuda rochas máfica-ultramáficas são utilizados diagramas binários de dispersão com o óxido de magnésio (MgO), mas em decorrência de processos metamórficos e metassomáticos que afetam sobremaneira aos elementos nos diagramas de Fenner (MgO vs. Elementos maiores) foi utilizado o elemento Dy na abscissa e na ordenada foram utilizados os elementos La, Ce, Hf, Tb, Y e Yb (Sacanni 2014).

As rochas do Complexo Paulistana e do Complexo Santa Filomena são bem discriminadas nos diagramas do segmento La-Hf na ordenada de diversos diagramas (Sacanni 2014). Pode-se notar uma diferenciação nas rochas dos complexos estudados, onde as rochas mais diferenciadas apresentam maior concentração em Elementos Terras-Raras Leves e HFSE (Figuras 8.3A, 8.3B e

8.3C). Os anfibolitos do Complexo Santa Filomena apresentam-se moderadamente enriquecidos em La, Ce e Hf. As amostras de rochas metaultramáficas do Complexo Paulistana são as mais empobrecidas em La, Ce e Hf. Os metagabros apresentam-se como rochas moderadamente enriquecidas em La, Ce e Hf, seguidas dos anfibolitos e granada anfibolitos, que apresentam-se como as rochas mais enriquecidas em La, Ce e Hf.

Nos diagramas do segmento Tb-Yb as rochas de ambos os complexos apresentam *trends* de diferenciação. O enriquecimento em tais elementos indica presença de granada na fonte durante a fusão, indicando assim maior profundidade da fusão (Pearce 2008, Sacanni 2014). Em altas profundidades (>~40 km), a granada torna-se uma fase estável na fonte, ficando na porção refratária e não se incorpora à fase fundida em baixas porcentagens de fusão parcial. A granada retém os Elementos Terras-Raras Pesados tais como, Tb, Yb e Y em sua estrutura. (Figuras 8.3D, 8.3E e 8.3F). As rochas do Complexo Santa Filomena correspondem às rochas mais enriquecidas em tais elementos. As rochas do Complexo Paulistana apresentam comportamento similar aos diagramas do segmento La-Hf. Onde, amostras de rochas metaultramáficas são as mais empobrecidas em Tb, Y e Yb. Os metagabros apresentam-se como rochas moderadamente enriquecidas em Tb, Y e Yb, seguidas dos anfibolitos e granada anfibolitos, que são as rochas mais enriquecidas em Tb, Y e Yb.



**Figura 8.3:** Diagrama binário de discriminação com ETR e HFSE.

## 8.2 Diagramas de classificação e ambientes tectônicos

Nos diagramas de classificação geoquímica foram plotadas todas as amostras vulcânicas dos complexos estudados, incluindo as rochas vulcânicas milonitizadas, visto que o estudo fora dedicado para rochas de origem vulcânica, sendo assim, foram excluídos os metagabros e as plutônicas metaultrabásicas-metaultramáficas do Complexo Paulistana (Figuras 8.4, 8.5 e 8.6).

No diagrama de classificação geoquímica proposto por Jensen (1976) pode-se notar que as amostras do Complexo Santa Filomena e Complexo Paulistana correspondem a basaltos toleíticos de alto ferro. As vulcânicas milonitizadas correspondem a riolito, andesito, dacito e basalto (Figura 8.4A).

Nos diagramas de Total Álcalis e Sílica (TAS) de Le Bas *et al.* (1996) (Figuras 8.4B) as amostras de anfibolito Complexo Santa Filomena e Complexo Paulistana correspondem a basaltos, enquanto que as amostras de granada anfibolito correspondem a tefritos, traquibasaltos e basaltos andesíticos. As vulcânicas bimodais correspondem a basalto andesítico, andesito, dacito e riolito.

Para classificação dos metagabros do Complexo Paulistana foi utilizado o diagrama TAS de classificação de rochas plutônicas de Cox *et al.* (1979). Como pode ser observado na Figura 8.5, as amostras analisadas plotam no campo dos gabros alcalinos à subalcalinos.

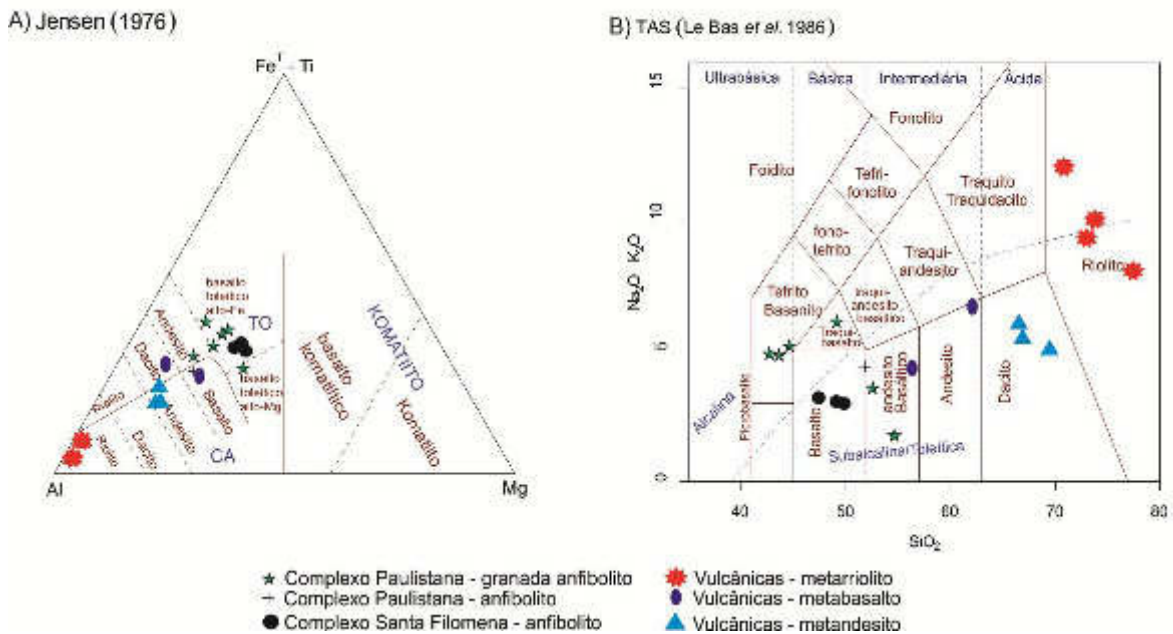


Figura 8.4: Diagramas de classificação geoquímica.

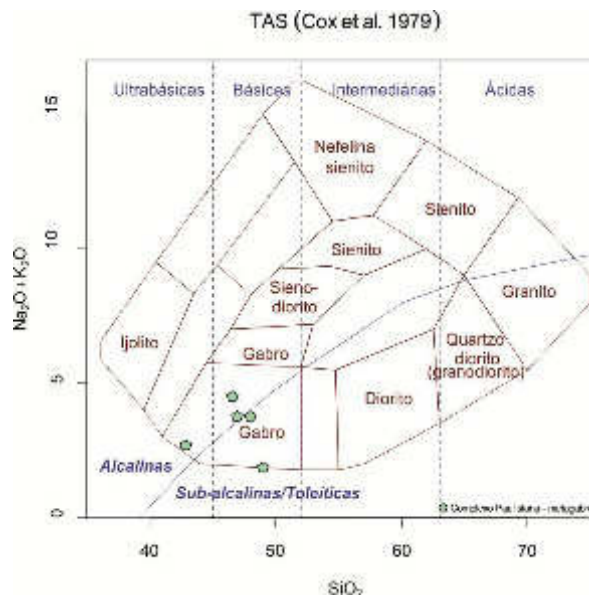


Figura 8.5: Diagrama TAS de classificação de Cox *et al.* 1979 para metagabros do Complexo Paulistana.

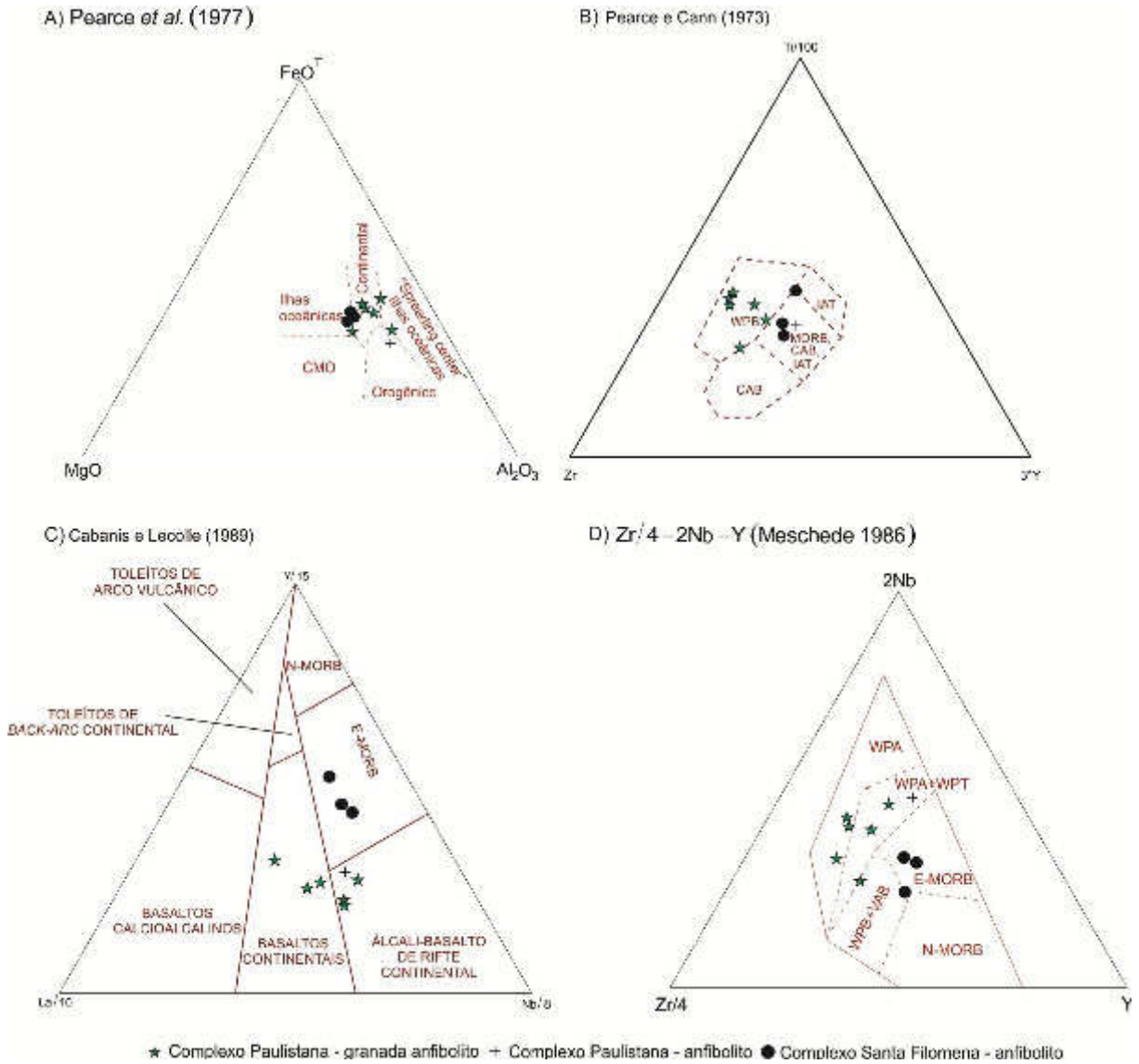
Para a análise em termos de ambiência tectônica foram utilizadas apenas as amostras de rochas vulcânicas máficas dos complexos Paulistana e Santa Filomena, pois as amostras do vulcanismo bimodal muitas vezes plotam fora dos

campos nos diagramas utilizados ou apresentam uma grande dispersão, dificultando a interpretação.

O diagrama ternário de Pearce *et al.* (1977) indica que as amostras de anfibolito do Complexo Santa Filomena apresentam uma transição entre ambiente continental e de ilhas oceânicas. No entanto, as amostras de anfibolitos e granada anfibolitos do Complexo Paulistana são predominantemente de ambiente continental (Figura 8.6A).

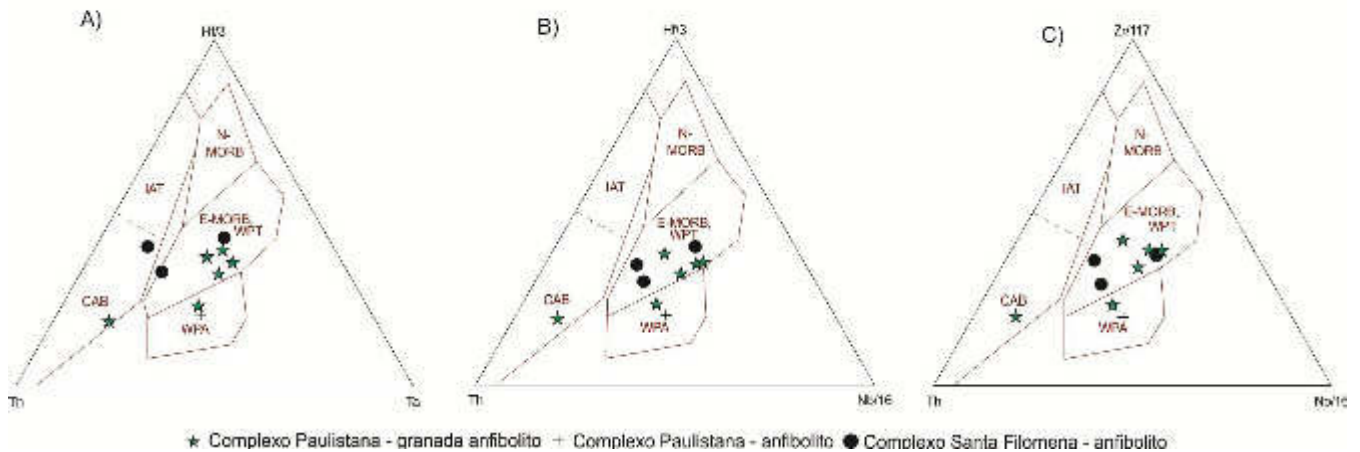
Como pode ser observado no diagrama ternário de Pearce e Cann (1973) os anfibolitos dos complexos Santa Filomena e Paulistana representam rochas basálticas formadas em ambiente de fundo oceânico e os granada anfibolitos do Complexo Paulistana plotam no campo das rochas basálticas intraplaca (Figura 8.6B).

Nos diagramas ternários de Cabanis e Lecomte (1989) e Meschede (1986) (Figuras 8.6C e 8.6D, respectivamente) as amostras de anfibolito do Complexo Santa Filomena correspondem a correspondem a E-MORB e as amostras de granada anfibolito e anfibolito do Complexo Paulistana representam álcali-basaltos e basaltos intraplaca.



**Figura 8.6:** Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos. CMO - Cadeia Meso-Oceânica, CAB- Calci-Alkali Basalts, WPA- Within-Plate Alkali, WPB- Within-Plate Basalts, IAT- Island Arc Toleite, WPT - Within-Plate Toleite, VAB- Volcanic Arc Basalts, E-MORB- Enriched Mid Ocean Ridge Basalts, N-MORB- Normal Mid Ocean Ridge Basalts.

Nos diagramas ternários utilizando o sistema Th-Hf-Ta-Zr-Nd proposto por Wood (1980) as rochas metamáficas dos complexos Santa Filomena e Paulistana plotam predominantemente no campo dos basaltos E-MORB toleíticos e basaltos alcalinos formados em ambiente intraplaca (Figuras 8.7A, 8.7B e 8.7C).



**Figura 8.7:** A); B) e C): Diagrama de discriminação de ambientes tectônicos Sistema Th-Hf-Ta-Zr-Nd (Wood, 1980). CAB- Calci-Alkali Basalts, IAT- Island Arc Toleite, WPA- Within Plate Alkali, WPT - Within-Plate Toleite, VAB- Volcanic Arc Basalts, E-MORB- Enriched Mid Ocean Ridge Basalts, N-MORB- Normal Mid Ocean Ridge Basalts.

### 8.3 Complexo Paulistana

#### 8.3.1 Padrões de Elementos Terras-Raras e Diagramas Multielementares

Para a confecção dos diagramas de Elementos Terras-Raras e Multielementar foram utilizados os grupos de amostras de anfibolito. No diagrama para Elemento Terras-Raras foi utilizada uma normalização segundo o Manto Primitivo de McDonough e Sun (1995). Para a confecção dos Diagramas Multielementares foi utilizada uma normalização segundo os MORB de Pearce e Parkinson (1993). O arranjo dos elementos é da esquerda para a direita (ordem de incompatibilidade) sugerida por Thompson *et al.* (1994).

Foi realizada uma normalização extra para  $Ti=1$ . Neste diagrama o segmento Ba-Ta indica os efeitos de contaminação crustal, o segmento La-Hf indica o grau de fusão parcial e composição da fonte e o segmento Tb-Yb indica a profundidade da fusão (Pearce 2008). Esses padrões são comparados em relação aos MORB, portanto um enriquecimento nos elementos em questão indica uma contaminação crustal, fontes enriquecidas com alta taxa de fusão e baixa profundidade de fusão e vice-versa (Pearce 2008). Em altas profundidades (>~40 km), a granada torna-se uma fase estável na fonte, ficando na porção refratária e

não se incorpora à fase fundida em baixas porcentagens de fusão parcial. A granada retém os Elementos Terras-Raras Pesados tais como, Tb, Yb e Y em sua estrutura.

Para a confecção dos diagramas de Elementos Terras-Raras e Multielementar foram utilizados os grupos de amostras 1 (metaultrabásicas-metaultramáficas), 2 (anfíbolitos) e 3 (metagabros), onde estes foram tratados de maneira separada (Figura 8.8 e Figura 8.9).

As amostras de rochas metaultrabásicas-metaultramáficas foram divididas em três tipos na petrografia, sendo eles clinopiroxênio-anfíbolito (metaultrabásica), actinolita-tremolita xisto e metapiroxenitos (metaultramáficas).

Os clinopiroxênio-anfíbolitos são empobrecidos em ETR apresentam um padrão plano, enriquecido moderado em ETRL em relação ao Manto Primitivo e um empobrecimento em ETRP (Figura 8.8A). Apresentam anomalias positivas de Ba, Rb e Sr e suaves anomalias negativas de K, La e Ce (Figura 8.8B). Para a normalização  $Ti=1$  as amostras apresentam um enriquecimento nos segmentos Ba-Ta e La-Hf, bem como um empobrecimento moderado no segmento Tb-Yb (Figura 8.8C).

Os actinolita-tremolita xistos são enriquecidos em ETR, apresentam um padrão plano, enriquecido em ETRL cerca de 5 a 10 vezes em relação ao Manto Primitivo e um empobrecimento em ETRP em relação aos ETRL. Apresentam anomalias positivas de Ba, Rb, Th, La e Ce e suaves anomalias negativas de K, Sr e P (Figura 8.8B). Para a normalização  $Ti=1$  as amostras apresentam um enriquecimento nos segmentos Ba-Ta e La-Hf, com anomalia negativa de Sr, bem como um empobrecimento moderado no segmento Tb-Yb (Figura 8.8C).

Os metapiroxenitos são enriquecidos em ETR, apresentam um padrão plano, enriquecido em ETRL cerca de 10 a 20 vezes em relação ao Manto Primitivo e um empobrecimento em ETRP em relação aos ETRL (Figura 8.8A). Apresentam anomalias positivas de Th, Nb, Ta, La, Ce e Ti e suaves anomalias negativas de Rb, K e Sr (Figura 8.8B). Para a normalização  $Ti=1$  as amostras apresentam um enriquecimento nos segmentos Ba-Ta e La-Hf. Uma amostra apresenta enriquecimento moderado e outra mostra um empobrecimento no segmento Tb-Yb (Figura 8.8C).

As amostras de metagabros são enriquecidas em ETR, apresentam um padrão plano, com suave enriquecimento em ETRL de 10 a 30 vezes maior em relação ao manto primitivo e um empobrecimento em ETRP em relação aos ETRL (Figura 8.9D). As amostras apresentam anomalias positivas de Ba, Rb, Th, P e Ti. Apresentam suaves anomalias negativas de Rb, K e Sr (Figura 8.9E). No entanto, apenas uma amostra apresenta anomalia positiva de Sr e anomalias negativa de P e Ti. Para a normalização  $Ti=1$  as amostras apresentam um enriquecimento nos segmentos Ba-Ta (com anomalia negativa de Rb e K), La-Hf e um empobrecimento no segmento Tb-Yb. Apenas uma amostra apresentou moderado enriquecimento no segmento Tb-Yb (Figura 8.8C).

As amostras de granada anfibolito são enriquecidas em ETR, apresentam um padrão plano, com suave enriquecimento em ETRL de 20 a 40 vezes maior em relação ao manto primitivo e um empobrecimento em ETRP em relação os ETRL (Figura 8.10A). As amostras apresentam anomalias positivas de Ba, Rb, Th, Nb, Ta e P e suaves anomalias negativas de K e Sr (Figura 8.10B). Para a normalização  $Ti=1$  as amostras apresentam um enriquecimento nos segmentos Ba-Ta (com anomalia negativa de K), La-Hf (com anomalia negativa de Sr) e um empobrecimento no segmento Tb-Yb (Figura 8.9C).

As amostras de anfibolito são enriquecidas em ETR, apresentam um padrão plano, com enriquecimento de 30 vezes de ETRL em relação ao Manto Primitivo e um empobrecimento em ETRP em relação aos ETRL (Figura 8.9D). Apresentam anomalias positivas de Ba, Th, Nb, Ta e P e suaves anomalias negativas de Rb e K (Figura 8.9E). Para a normalização  $Ti=1$  as amostras apresentam um enriquecimento nos segmentos Ba-Ta (com anomalia negativa de K), La-Hf e um empobrecimento no segmento Tb-Yb (Figura 8.9F).

Diagramas Elementos Terras-Raras (McDonough e Sun 1995)

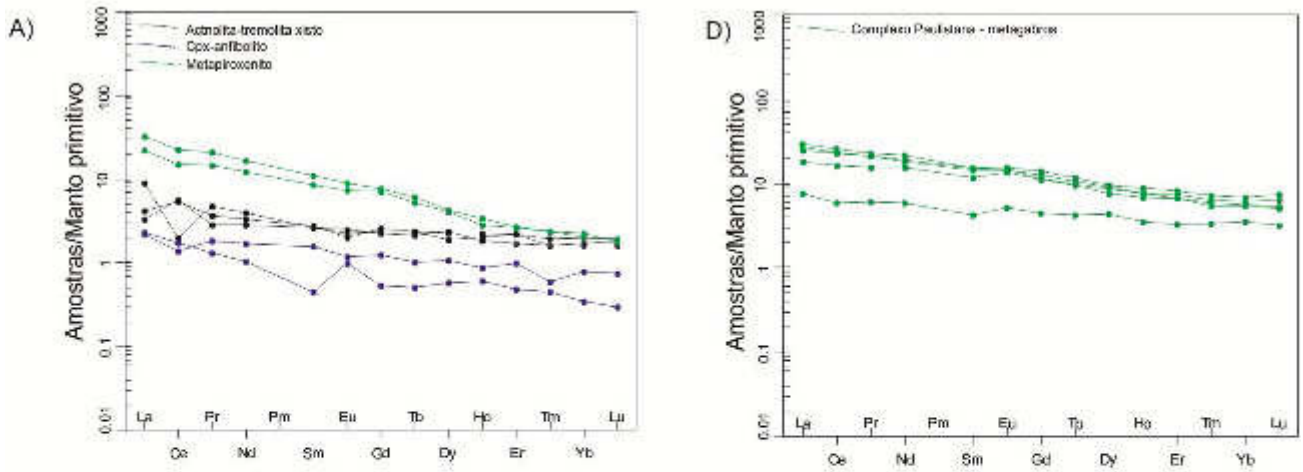


Diagrama Multielementar (Pearce e Parkinson 1993)

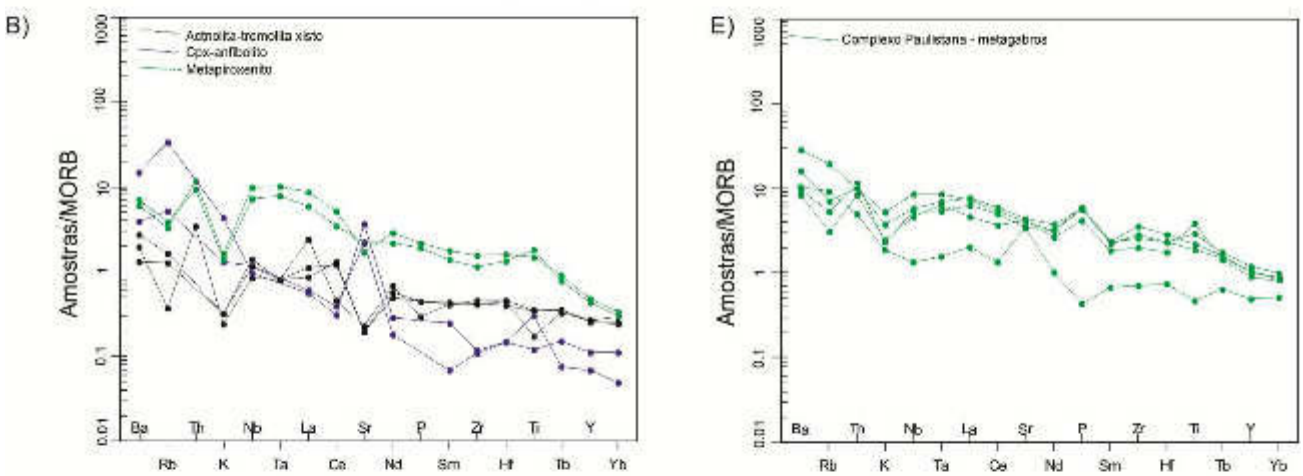
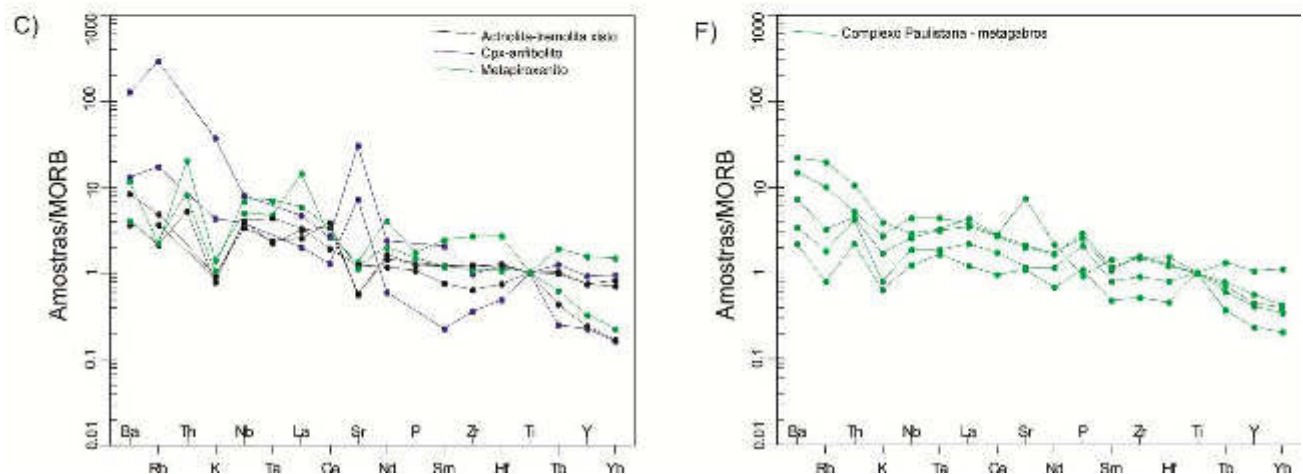


Diagrama Multielementar para Ti=1 (Pearce e Parkinson 1993)



**Figura 8.8:** Diagramas ETR e Multielementar para amostras de rochas metaultrabásicas-metaultramáficas e metagabros do Complexo Paulistano.

Diagramas Elementos Terras-Raras (McDonough e Sun 1995)

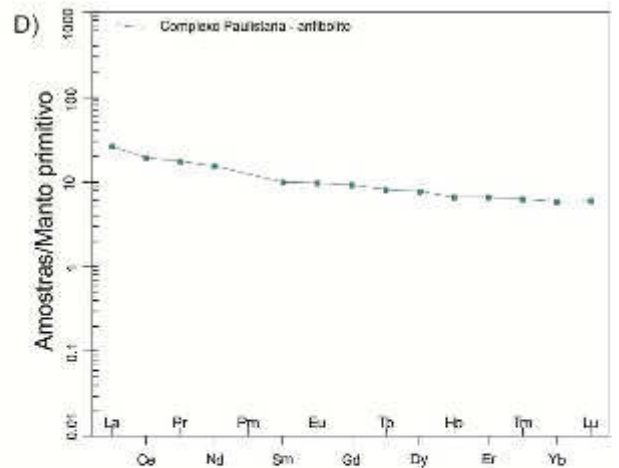
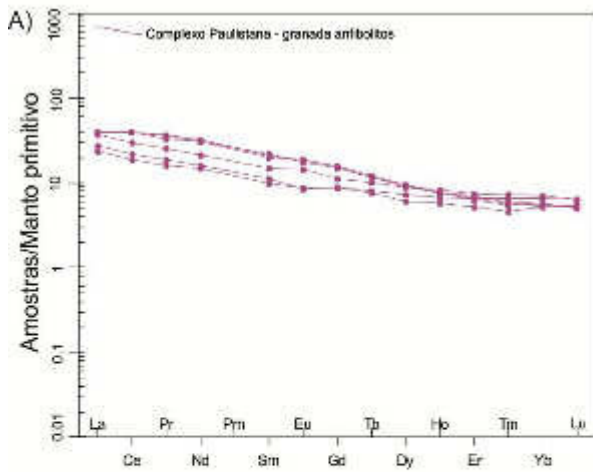


Diagrama Multielementar (Pearce e Parkinson 1993)

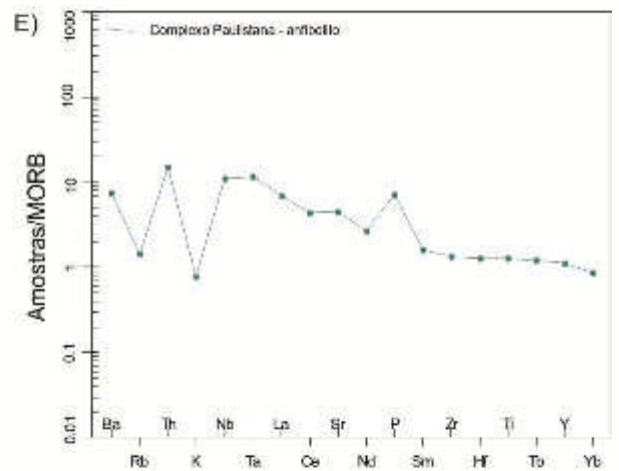
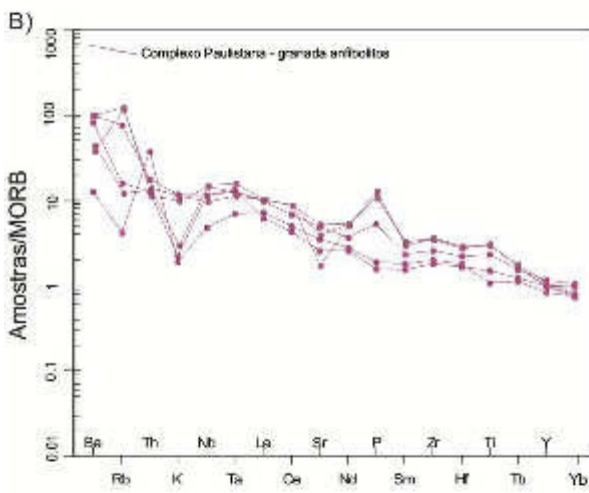


Diagrama Multielementar para Ti=1 (Pearce e Parkinson 1993)

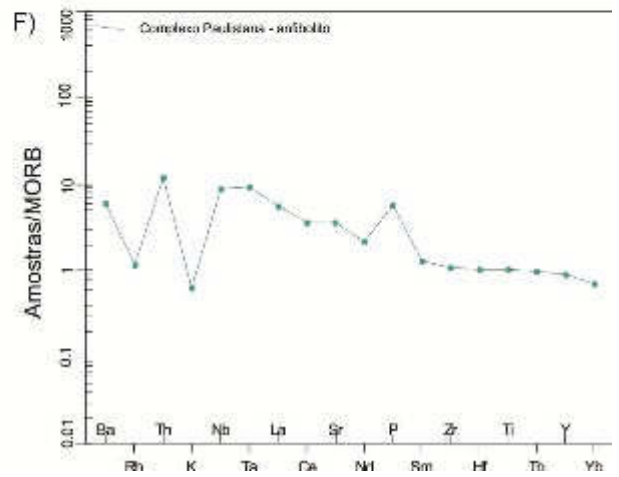
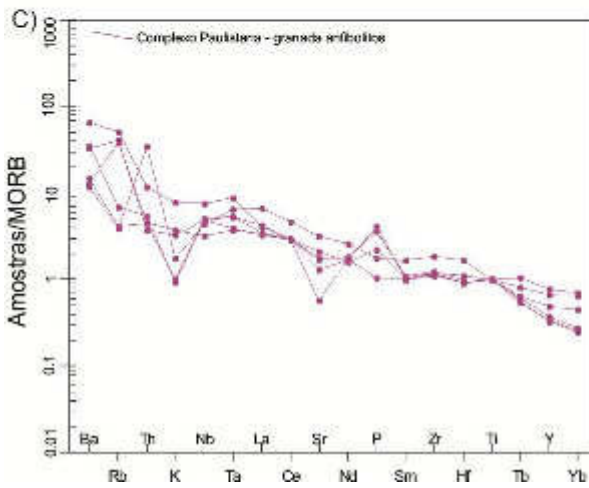


Figura 8.9: Diagramas ETR e multielementar para amostras de granada anfibolito e anfibolitos do Complexo Paulistano.

## 8.4 Complexo Santa Filomena

### 8.4.1 Padrões de Elementos Terras-Raras e Diagramas Multielementares

Para a confecção dos diagramas de Elementos Terras-Raras e Multielementar foram utilizados os grupos de amostras de anfibolito. No diagrama para Elemento Terras-Raras foi utilizada uma normalização segundo o Manto Primitivo de McDonough e Sun (1995). Para a confecção dos Diagramas Multielementares foi utilizada uma normalização segundo os MORB de Pearce e Parkinson (1993). O arranjo dos elementos é da esquerda para a direita (ordem de incompatibilidade) sugerida por Thompson *et al.* (1994).

Foi realizada uma normalização extra para  $Ti=1$ . Neste diagrama o segmento Ba-Ta indica os efeitos de contaminação crustal, o segmento La-Hf indica o grau de fusão parcial e composição da fonte e o segmento Tb-Yb indica a profundidade da fusão (Pearce 2008).

As amostras de anfibolito (Figura 8.10) apresentam um padrão plano, enriquecido em ERTL e ETRP para mais de 10 a 20 vezes em relação ao Manto Primitivo (Figura 8.10A). Apresentam anomalias positivas de Ba, Rb, Nb e P e suaves anomalias negativas de Th e K (Figura 8.10B). Para a normalização  $Ti=1$  as amostras apresentam um enriquecimento nos segmentos Ba-Ta e La-Hf, bem como um empobrecimento no segmento Tb-Yb (Figura 8.10C).

Diagramas Elementos Terras-Raras (McDonough e Sun 1995;

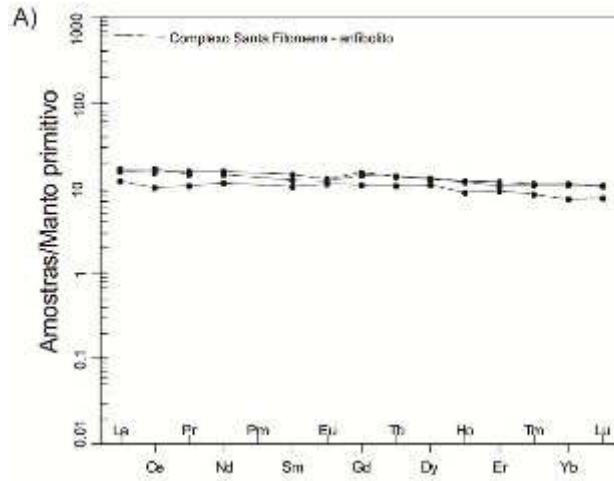


Diagrama Multielementar (Pearce e Parkinson 1993)

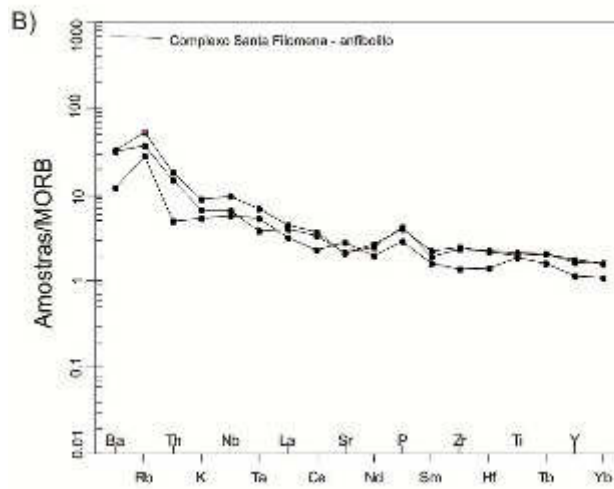
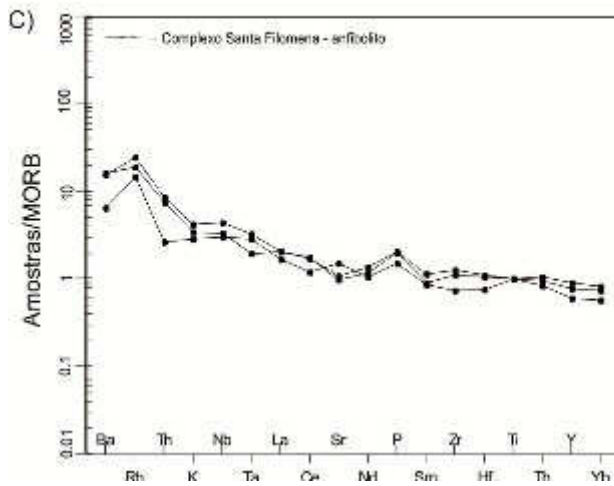


Diagrama Multielementar para  $Ti=1$  (Pearce e Parkinson 1993)



**Figura 8.10:** Diagramas ETR e Multielementar para amostras de anfibolito do Complexo Santa Filomena.

## **8.5 Rochas vulcânicas ao longo do Lineamento Pernambuco Oeste**

### **8.5.1 Padrões de Elementos Terras-raras e Diagramas Multielementares**

Para a confecção dos diagramas de Elementos Terras-Raras e Multielementar foram utilizados o grupo de metandesitos, metabasaltos e metarriolitos, onde estes foram tratados de maneira separada (Figuras 8.11).

As amostras de metandesitos apresentam um padrão plano, com enriquecimento em ETRL e empobrecimento em ETRP, com suave anomalia negativa de Eu. São enriquecidos para mais de 20 a 50 vezes em relação ao Manto Primitivo (Figura 8.11A). As amostras metandesitos apresentam anomalias positivas de Ba, Rb, Th, La e Ce e anomalias negativas de Nb, Ta, Sr e Ti (Figura 8.11B). Para a normalização  $Ti=1$  as amostras apresentam um enriquecimento nos segmentos Ba-Ta, La-Hf e Tb-Yb (Figura 8.11C).

As amostras de metabasaltos apresentam um padrão plano, com enriquecimento em ETRL e empobrecimento em ETRP, com suave anomalia negativa de Eu. São enriquecidos para mais de 20 a 50 vezes em relação ao Manto Primitivo (Figura 8.11A). Apresentam anomalias positivas de Ba, Rb, Th, La e Ce e anomalias negativas de Nb, Ta, Sr e Ti (Figura 8.11B). Para a normalização  $Ti=1$  as amostras apresentam um enriquecimento nos segmentos Ba-Ta, La-Hf e Tb-Yb (Figura 8.11C).

As amostras de metarriolitos, normalizadas ao Manto Primitivo de McDonough e Sun (1995), apresentam um padrão plano, com leve enriquecimento em ETRL e empobrecimento em ETRP (Figura 8.11D). Apresentam fortes anomalias positivas de Cs, Rb, Ba, U, Ta, Pb, Sr e Zr e suaves anomalias negativas de Th, Nb, La, Ce, Pr, P e Ti (Figura 8.11E). Quando normalizados a composição Média da Crosta Continental Superior de Taylor e McLennan (1995) apresentam anomalias positivas de Rb, Ba, K e Sr, bem como anomalias negativas de Th, Nb, La, Ce, Nd, P, Ti e Tb (Figura 8.11F).

Diagramas Elementos Terras-Raras (McDonough e Sun 1995)

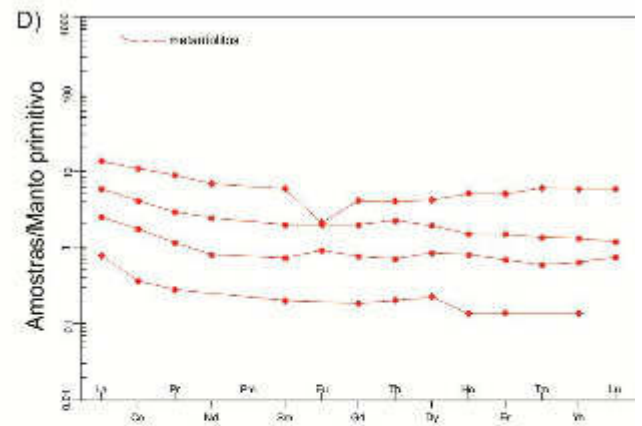
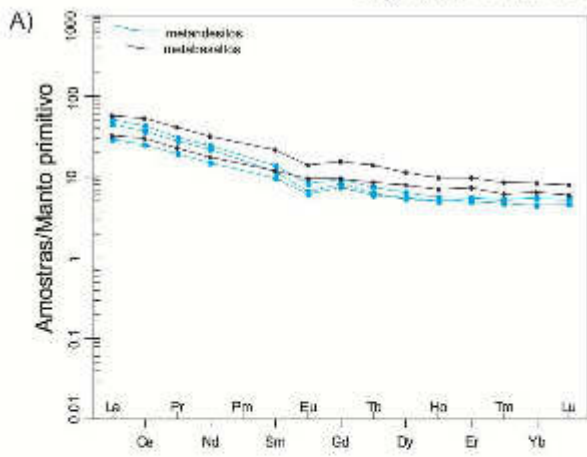


Diagrama Multielementar (Pearce e Parkinson 1993)

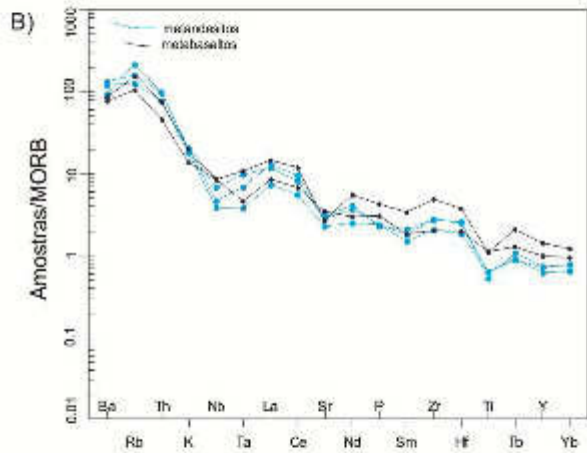


Diagrama Multielementar (McDonough e Sun 1995)

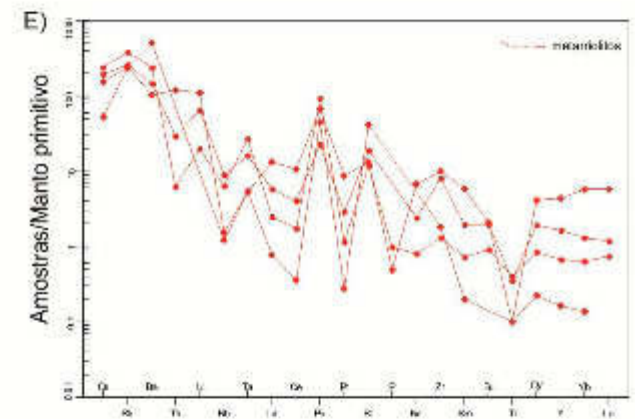


Diagrama Multielementar para Ti=1 (Pearce e Parkinson 1993)

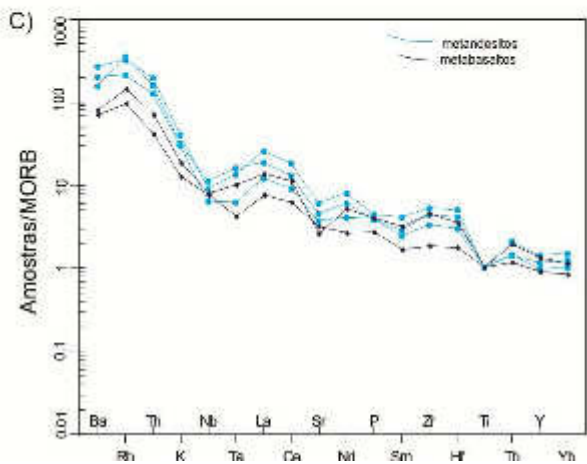
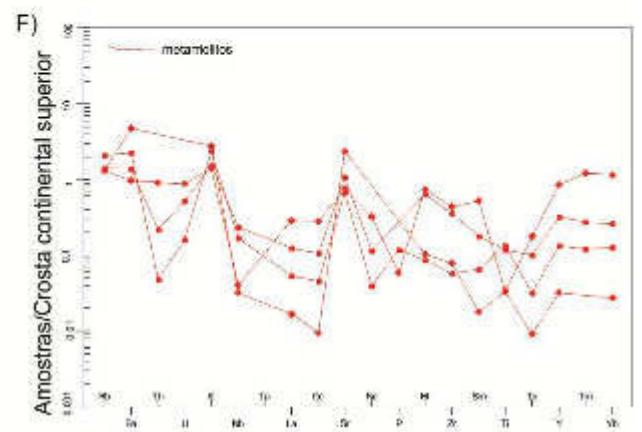


Diagrama Multielementar (Taylor e McLennan 1995)



**Figura 8.11:** Diagramas ETR e Multielementar para amostras dos metadesitos, metabasaltos e metarriolitos.

## 9 DISCUSSÃO

### 9.1 Complexo Paulistana

As amostras de rochas metamáfica-metaultramáficas do Complexo Paulistana correspondem a rochas plutônicas metaultrabásicas-metaultramáficas (clinopiroxênio-anfibolitos, actinolita-tremolita xisto e metapiroxenitos) e metamáficas (metagabros), além de metamáficas vulcânicas (anfibolitos e granada anfibolitos). Ocorrem intercaladas a xistos e cortadas por diques, soleiras e corpos de granitoides das suítes Serra da Aldeia e Rajada. Os estudos petrográficos permitiram também a subdivisão das amostras em 3 grupos: (i) metaultrabásicas-metaultramáficas, (ii) metagabros e (iii) anfibolitos.

Com relação aos estudos geoquímicos, as rochas do Complexo Paulistana são bem discriminadas nos diagramas binários com Dy vs. La, Ce, Hf, Tb, Y e Yb (Sacanni 2014). No segmento La-Hf pode-se notar uma diferenciação significativa, onde as rochas mais diferenciadas apresentam maior concentração em Elementos Terras-Raras Leves e *High Fielder Strength Elements* (HFSE). As amostras de rochas metaultrabásicas-metaultramáficas do Complexo Paulistana são as mais empobrecidas em La, Ce e Hf. Os metagabros apresentam-se como rochas moderadamente enriquecidas em La, Ce e Hf, seguidas dos anfibolitos e granada anfibolitos, que apresentam-se como as rochas mais enriquecidas em La, Ce e Hf. Esse comportamento corrobora com os diagramas de ETR e Multielementar utilizados neste estudo.

O segmento Tb-Yb auxilia na interpretação da fonte e da profundidade da fusão, pois o enriquecimento em tais elementos indica presença de granada na fonte durante a fusão, o que é coerente com uma maior profundidade da fusão (Pearce 2008, Sacanni 2014). Em altas profundidades (>~40 km), a granada torna-se uma fase estável na fonte, ficando na porção refratária e não se incorpora à fase fundida em baixas porcentagens de fusão parcial. A granada retém os Elementos Terras-Raras Pesados tais como, Tb, Yb e Y em sua estrutura. As amostras de rochas metaultrabásicas-metaultramáficas são as mais empobrecidas em Tb, Y e Yb. Os metagabros apresentam-se como rochas moderadamente enriquecidas em Tb, Y e Yb, seguidas dos anfibolitos e granada anfibolitos, que apresentam

enriquecimento em Tb, Y e Yb. Esse comportamento corrobora com os diagramas de ETR e Multielementar utilizados neste estudo. As rochas metaultramáficas apresentam fontes férteis e fusão em profundidades alta, com exceção dos clinopiroxênio-anfibolitos (metaultrabásicas) que apresentam-se mais empobrecidos. Para os metagabros, anfibolitos e granada anfibolitos tem-se fontes enriquecidas e fusão em alta profundidade.

Os actinolita-tremolita xistos e os metapiroxenitos são enriquecidos em ETR, com enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP. Apresentam anomalias positivas de Ba, Th, Nb, Ta, La e Ce e suaves anomalias negativas de K e Sr. Para a normalização  $Ti=1$  as amostras apresentam um enriquecimento nos segmentos Ba-Ta e La-Hf, com anomalia negativa de Sr, bem como um empobrecimento moderado no segmento Tb-Yb. Indicam fontes enriquecidas com fusão em profundidades média a alta.

Os clinopiroxênio-anfibolitos (metaultrabásicas) são empobrecidos em ETR, com leve enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP. Apresentam anomalias positivas de Ba, Rb e Sr e suaves anomalias negativas de K, La e Ce. Para a normalização  $Ti=1$  as amostras apresentam um enriquecimento nos segmentos Ba-Ta e La-Hf, bem como um empobrecimento moderado no segmento Tb-Yb.

As amostras de metagabros são enriquecidas em ETRL em relação aos ETRP. Apresentam anomalias positivas de Ba, Rb, Th, P e Ti, bem como suaves anomalias negativas de Rb, K e Sr. Para a normalização  $Ti=1$  as amostras apresentam um enriquecimento nos segmentos Ba-Ta (com anomalia negativa de Rb e K), La-Hf e um empobrecimento no segmento Tb-Yb. Indicam fontes enriquecidas com fusão em alta profundidade.

Os diagramas de classificação geoquímica e ambiência tectônica indicam que as rochas metamáficas vulcânicas do Complexo Paulistana correspondem a álcali-basaltos e basaltos sub-alcálicos toleíticos de alto ferro, enriquecidos em elementos incompatíveis, com ambiente tectônico variando entre intraplaca a fundo oceânico com afinidade E-MORB (ver diagramas nas Figuras 8.6 e 8.7).

As amostras de anfibolito e granada anfibolitos são enriquecidas em ETR, com alta razão ETRL/ETRP. Apresentam anomalias positivas de Ba, Rb, Th, Nb, Ta e P e suaves anomalias negativas de Rb, K e Sr. Para a normalização  $Ti=1$  as amostras apresentam um enriquecimento nos segmentos Ba-Ta (com anomalia negativa de K), La-Hf (com anomalia negativa de Sr) e um empobrecimento no segmento Tb-Yb. Indicam fontes enriquecidas e fusão em alta profundidade.

## **9.2 Complexo Santa Filomena**

As amostras pertencentes ao Complexo Santa Filomena correspondem a rochas máficas metamorizadas em condições de fácies xisto verde a anfibolito, intercaladas a metachertes, metarritmitos, xistos e filitos. A partir da análise petrográfica destas rochas, foi possível defini-las como anfibolitos (metabasaltos).

As rochas do Complexo Santa Filomena são bem discriminadas nos diagramas do segmento La-Hf (Sacanni 2014). Pode-se notar uma diferenciação nas rochas dos complexos estudados, onde as rochas mais diferenciadas apresentam maior concentração em Elementos Terras-Raras Leves e HFSE. Os anfibolitos do Complexo Santa Filomena apresentam-se moderadamente enriquecidos em La, Ce e Hf. Nos diagramas do segmento Tb-Yb as rochas do Complexo Santa Filomena correspondem às rochas mais enriquecidas em tais elementos. Tal comportamento indica fontes férteis em alta profundidade.

Os diagramas de classificação geoquímica e ambiência tectônica indicam que as amostras de rochas vulcânicas podem ser oriundas do metamorfismo de basaltos toleíticos de alto ferro, enriquecidos em Elementos Terras Raras e incompatíveis (HFSE), formados em ambiente continental a fundo oceânico (E-MORB).

As amostras de anfibolito apresentam um padrão plano, enriquecido em ERTL e ETRP de 10 a 20 vezes em relação ao Manto Primitivo. Apresentam anomalias positivas de Ba, Rb, Nb e P e suaves anomalias negativas de Th e K. Para a normalização  $Ti=1$  as amostras apresentam um enriquecimento nos segmentos Ba-Ta e La-Hf, bem como um empobrecimento

no segmento Tb-Yb. Indicando fontes enriquecidas e fusão em alta profundidade.

### **9.3 Vulcânicas milonitizadas**

As rochas vulcânicas ocorrem ao longo do Lineamento Pernambuco e foram identificadas devido à exposição no corte da ferrovia transnordestina a oito quilômetros ao norte de Paulistana. Tratam-se de metabasaltos, metandesitos e metarriolitos via de regra, milonitizadas. Os metabasaltos encontram-se relativamente cisalhados, com foliação sub-verticalizada, apresentam coloração cinza escuro a esverdeada e textura afanítica com porfiroclastos de plagioclásio e epidoto. Os metarriolitos são tanto milonitizados quanto cataclasados, apresentam-se epidotizados, com coloração avermelhada e tem como característica a presença de cristais bi-piramidais de quartzo e fenocristais de K-feldspato.

Os diagramas de classificação geoquímica sugerem riolitos, andesitos basálticos e basaltos com afinidade cálcio-alcálica.

As amostras de metabasaltos e metandesitos apresentam enriquecimento em ETRL e empobrecimento em ETRP, com suave anomalia negativa de Eu, indicando a presença de plagioclásio na fonte. Apresentam anomalias positivas de Ba, Rb, Th, La, Nd e Zr e anomalias negativas de Nb-Ta (típicos de ambiente continental), Sr e Ti, indicando contaminação crustal, enriquecidas com baixas taxas de fusão em baixa profundidade.

As amostras de metarriolitos normalizada ao Manto Primitivo apresentam um padrão plano, com leve enriquecimento em ETRL e empobrecimento em ETRP. Apresentam fortes anomalias positivas de Cs, Rb, Ba, U, Ta, Ce, Sr e Zr e suaves anomalias negativas de Th, Nb, La, Pr, P e Ti. Quando normalizados a composição média da Crosta Continental Superior apresentam anomalias positivas de Cs, Rb, Ba, K, Ta, Sr e Hf. Também mostram anomalias negativas de Th, Nb, La, Ce, Nd e Ti. Essas rochas apresentam um enriquecimento em elementos litófilos móveis provavelmente proveniente ao cisalhamento.

## 9.4 Correlações

A Província Borborema apresenta vários eventos de magmatismo básico-ultrabásico relacionados a eventos de abertura ou fechamento oceânico. Na Faixa Riacho do Pontal pode-se destacar o magmatismo básico-ultrabásico dos complexos Brejo Seco (Gava *et al.* 1984, Marimon 1990, Caxito 2013, Salgado 2014), São Francisco de Assis (Caxito 2013) e Santa Filomena (Gomes e Vasconcelos 1991, Moraes 1992, Caxito 2013, Caxito *et al.* 2014, Verma, Oliveira 2015). Na faixa Sergipana destacam-se as rochas máficas das unidades Gentileza e Novo Gosto do Domínio Canindé (Oliveira *et al.* 2010, Verma e Oliveira 2015) e as rochas básicas de Domínio Vaza Barris (Oliveira *et al.* 2010, Verma e Oliveira 2015).

Os dados geoquímicos obtidos neste trabalho indicam um ambiente fundo oceânico para formação de basaltos sub-alcálicos toleíticos para as rochas do Complexo Santa Filomena e intraplaca a fundo oceânico para a formação de rochas ultramáficas, basalto sub-alcálico toleítico, álcali-basaltos e álcali-gabros a gabros sub-alcálicos toleíticos de caráter E-MORB. O enriquecimento em elementos incompatíveis (ETR, HFSE e LILE) sugere fontes enriquecidas ou fusão do manto fértil, com a atuação de plumas mantélicas semelhante a basaltos neoproterozoicos formado por magmatismo intraplaca continental atribuído à atuação pluma mantélica durante rompimento do supercontinente Rodínia. Exemplos desse magmatismo intraplaca são relatados na Austrália, Noroeste e Sul da China (Zhao *et al.* 1994, Li *et al.* 2008, Song *et al.* 2010) As rochas metaultramáficas (actinolita-tremolita xisto e metapiroxenitos) também apresentam enriquecimento em tais elementos. Tudo indica um ambiente de transição continente-oceano (*rift* continental a fundo oceânico), bem como fusão de fontes enriquecidas em alta profundidade (Pearce e Parkinson 1993, Pearce 2008).

Condie (2015) relata que basaltos oriundos de fontes férteis (manto enriquecido) apresentam razões  $Zr/Nb < 20$  e altas razões  $Nb/Th$ . Todas as amostras de rochas metamáfica-ultramáficas dos complexos Paulistana e Santa Filomena apresentam razões  $Zr/Nb < 20$  e alta razão  $Nb/Th$ . Condie (2015) cita que rochas basálticas oriundas de fontes enriquecidas podem se

formar em ambiente de fundo oceânico (platôs oceânicos e ilhas oceânicas). O processo de formação se dá pela fusão do manto enriquecido por descompressão e formação de pluma mantélica.

Na bibliografia as rochas máfica-ultramáficas do Complexo Paulistana são descritas como rochas toleíticas formados em ambiente de *rift* continental (Caxito 2013). As rochas estudadas são análogas aos metagabros do Complexo Paulistana com cristalização datada por Caxito (2013) em 888 Ma, bem como metamáficas e metaultramáficas com idade-modelo  $T_{DM}$  de 1,0 Ga e  $\epsilon Nd$  (888 Ma) positivo (+1,3 a +4,8).

Os dados litoquímicos podem ser comparados aos dados de Caxito (2013) que sugere que os protólitos das rochas metamáficas dos complexos Paulistana e Morro Branco foram basaltos continentais de médio a alto Fe, toleíticos, muito enriquecidos em Ti, gerados em ambiente de baixa pressão tal como um *rift* continental, com fonte profunda e enriquecida, com contaminação crustal mais importante nas rochas do Complexo Morro Branco.

Os dados litoquímicos também podem ser comparados com os dados de Caxito (2013) e Caxito *et al.* (2014a) que sugerem que os protólitos das rochas metamáficas do Complexo Monte Orebe correspondem a basaltos transicionais (T-MORB), similares a basaltos de *Continental Margin Ophiolites* (Dilek e Furnes 2014).

Na Faixa Sergipana também ocorrem rochas de magmatismo intraplaca de idade neoproterozoica no Domínio Vaza Barris e Domínio Canindé. No Domínio Vaza Barris o magmatismo é representado por *sills* de diabásio e gabros (Verma e Oliveira 2015, Oliveira *et al.* 2015). No Domínio Canindé, na Unidade Gentileza ocorrem metadioritos e metagabros com indícios de ambiente de arco a *rift* continental. Na Unidade Gosto Novo as rochas correspondem a anfibolitos intercalados com xistos, quartzitos e mármore. Os anfibolitos (metabasaltos) parecem ser oriundos do metamorfismo de basaltos de arcos de ilha (Verma e Oliveira 2015).

O magmatismo máfico-ultramáfico dos complexos Paulistana e Santa Filomena pode relação com atividade de uma pluma mantélica toniana (cerca de 890 Ma), atuante durante a quebra do Supercontinente Rodínia

consolidado entre 1.3 e 1.0 Ga. Processos extensionais durante a fragmentação do Supercontinente Rodínia (~1000-750 Ma) são descritos na literatura (Brito Neves 1999, Tupinambá *et al.* 2007, Li *et al.* 2008, Pirajano e Santosh 2015), e na América do Sul estão associados ao desmembramento do paleocontinente São Francisco-Congo, posteriormente amalgamado pelo Ciclo Brasileiro/Pan-Africano durante a formação Supercontinente Gondwana Oeste (~630-530 Ma; Brito Neves *et al.* 1999, Tupinambá *et al.* 2007, Li *et al.* 2008).

Para as rochas vulcânicas milonitizadas têm-se um vulcanismo intracontinental, cuja idade ainda é desconhecida, em possível bacia trans-tensional formada ao longo do Lineamento Pernambuco Oeste. O evento do magmatismo bimodal poderia estar relacionado ao mesmo evento de formação do *rift* Paulistana, porém os dados geoquímicos não indicam essa correlação. O evento de extensão pode ser mais novo que o *rift* Paulistana, talvez de idade cambro-Ordoviciano, período caracterizado pela formação de bacias trans-tensionais "molassoides" na Província Borborema (Parente *et al.* 2004), geralmente controladas por zonas de cisalhamentos transcorrentes NE-SW ou E-W, com destaque para as bacias do Jaibaras (Almeida, 1988; Oliveira e Mohriak, 2003) e Cococi (Cavalcante *et al.* 1983). Devido às rochas vulcânicas se apresentarem milonitizadas, o episódio de extensão e magmatismo bimodal, pode ser mais velho que o episódio de milonitização das zonas de cisalhamento da Província Borborema iniciado entre 570-600 Ma e resfriamento em 500 Ma (Vauchez *et al.* 1995).

## 9.5 Conclusões

A partir dos dados obtidos na etapa pré-campo, em campo, com a análise petrográfica e com a interpretação dos dados geoquímicos, foi possível chegar as seguintes conclusões:

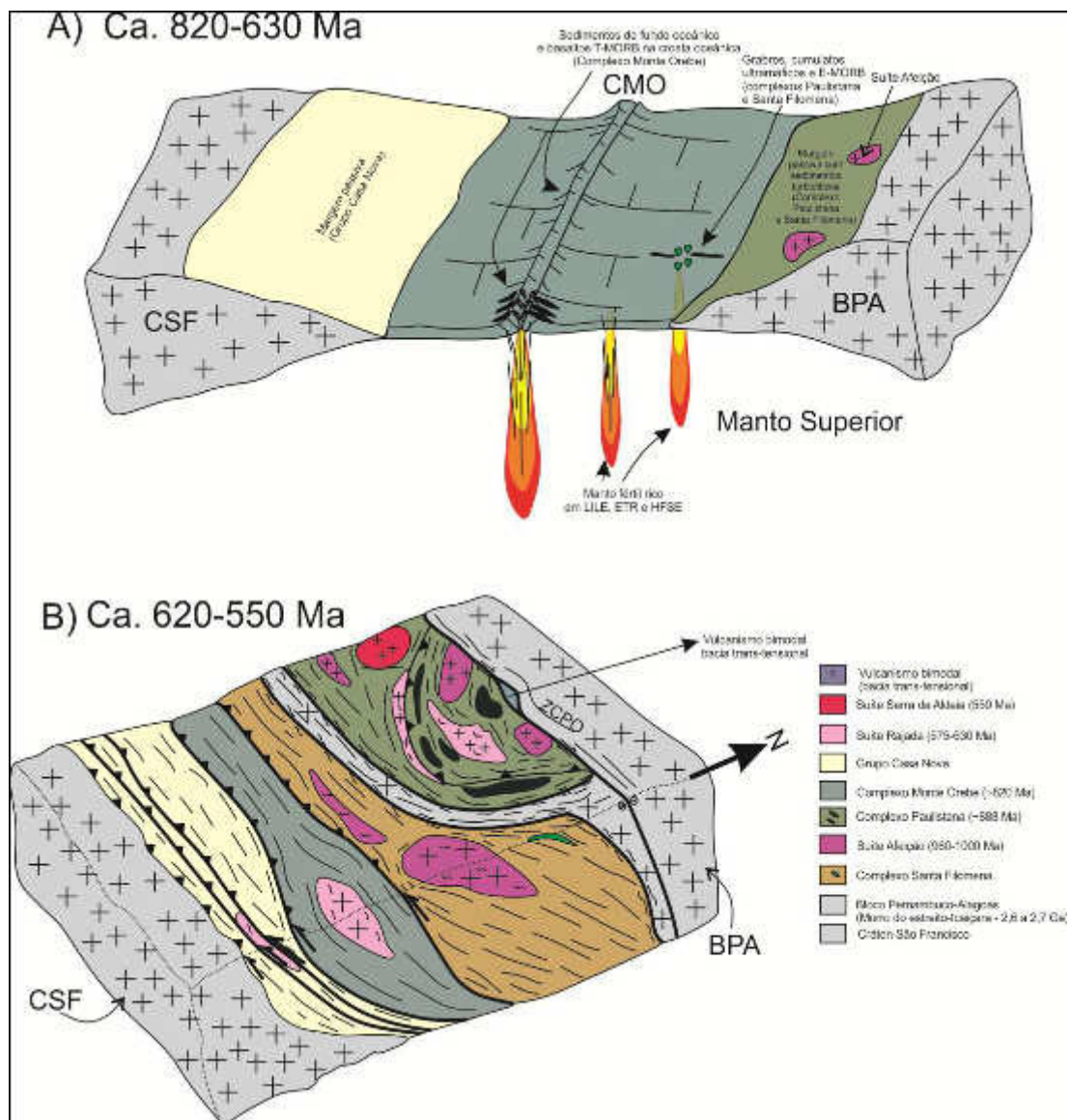
- As rochas estudadas do Complexo Santa Filomena correspondem a metabasaltos toleíticos de caráter E-MORB um ambiente transicional continente-oceano (*rift* continental a fundo oceânico);
- As rochas estudadas do Complexo Paulistana são de origem plutônica (metaultramáficas e metagabros) e vulcânica (anfíbolito e granada anfíbolito). Os dados geoquímicos

indicam um ambiente transicional continente-oceano (*rift* continental a fundo oceânico) com atuação de pluma mantélica para a formação de basaltos sub-alcinos toleíticos, álcali-basaltos e álcali-gabros a gabros sub-alcinos toleíticos de caráter E-MORB, bem como rochas metaultramáficas enriquecidas em ETR e elementos incompatíveis (actinolita-tremolita xistos e metapiroxenitos). As rochas metaultrabásicas (clinopiroxênio-anfibolitos) representam rochas originadas por fontes mais empobrecidas (manto exaurido);

- Apesar da ausência de dados geocronológicos, os dados de campo, petrográficos e geoquímicos são correlacionáveis com vários magmatismos de idade neoproterozoica na porção setentrional da Província Borborema em especial da FRP e das faixas circunjacentes (Sergipana por exemplo);
- O ambiente tectônico para a origem das rochas dos complexos Santa Filomena e Paulistana seria uma transição entre um ambiente de fundo oceânico e vulcanismo intraplaca com atuação de uma pluma mantélica a partir da fusão de fontes enriquecidas (E-MORB de manto fértil), com fusão em altas profundidades, indicadas pelo empobrecimento em no segmento Tb-Yb (Figura 9.1A).
- Os resultados apresentados neste estudo combinados com os dados disponíveis na literatura sugerem que a formação das rochas máfica-ultramáficas dos complexos Paulistana e Santa Filomena se deu em ambiente extensional intraplaca (precursor de crosta oceânica pré-brasiliana existente entre o Cráton São Francisco e o Bloco Pernambuco-Alagoas), por influência de pluma mantélica toniana (cerca de 890 Ma), possivelmente atuante durante a quebra do Supercontinente Rodínia;
- As rochas vulcânicas milonitizadas correspondem a metandesitos, metabasaltos e metarriolitos. Para a formação destas rochas têm-se um vulcanismo intracontinental, gerado

em bacia trans-tensional ao longo do Lineamento Pernambuco Oeste (Figura 9.1B), resultando na formação de rochas vulcânicas variando desde ácidas (metarriolitos) a básicas (metabasaltos) com afinidade cálcio-alkalina;

- Para a formação das rochas vulcânicas, é possível deduzir a fusão de uma crosta continental mais espessa, com a fusão de fontes mistas (manto+crosta continental) em rasas profundidades.



**Figura 9.1:** A) Modelo de ambiência tectônica para as rochas metamórfica-metaluminosas do Complexo Paulistana (CSF – Cráton São Francisco, CMO – cadeia meso-oceânica, BPA – Bloco Pernambuco-Alagoas); B) Configuração pós ciclo Pan-Africano/Trans-Brasiliano.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AFFATON, P.; SOUGY, J.; TROMPETTE, R. 1980. The tectono-stratigraphic relationships between the Upper Precambrian and Lower Paleozoic Volta basin and the Pan African Dahomeyide orogenic belt (West Africa). *American Journal of Science*, 280: 224- 248 p.

AGBOSSOUMONDÉ, Y.; GUILLOT, S.; MENOT, R.P. 2004. Pan-African subduction–collision event evidenced by high-P coronas in metanorites from the Agou massif (southern Togo) *Precambrian Research*, 135: 1-21p.

ALMEIDA, A.R. 1998. O magmatismo Parapuí e a evolução geológica da Bacia de Jaibaras. Titular Professor Thesis. DEGEO, Universidade Federal do Ceará.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R., 1981. Brazilian structural province. *Earth Science* 7, 1-29 p.

ALMEIDA C.N. E LIMA E.S., 1996. Evolução termobarométrica de rochas metamórficas da faixa de dobramentos Riacho do Pontal, folha Cruz de Malta, nordeste brasileiro. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, 28-30 p.

ANGELIM, L.A.A. 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, escala 1:100000, folha SC.24-V-A-III, Santa Filomena, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM, 146 p.

ANGELIM, L.A.A.; KOSIN M., 2001. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil, Folha Aracaju – NW. Nota Explicativa. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, CD-ROM.

ARAÚJO, C.E.G.; CORDANI U.G.; BASEI M.A.S.; CASTRO N.A.; SATO K.; SPROESSER W.M., 2012a. U–Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreaú Domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Research*, 206–207:36–51 p.

ARAÚJO, C.E.G.; COSTA F.G.; PINÉO T.R.G.; CAVALCANTE J.C.; MOURA C.A.V., 2012b. Geochemistry and 207Pb/206Pb zircon ages of granitoids from the southern portion of the Tamboril-Santa Quitéria granitic–migmatitic complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 33:21–33 p.

ARCHANJO, C.J.; HOLLANDA M.H.B.M.; RODRIGUES S.W.; BRITO NEVES B.B., 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of

shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 30:310-336 p.

ARTHAUD, M.H.; CABY R.; FUCK R.A.; DANTAS E.L.; PARENTE C.V., 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: PANKHURST R.J.; TROUW R.A.J.; BRITO NEVES B.B.; DE WIT; M.J. (EDS). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294:49–67 p.

BERNARD-GRIFFITHS, J.; PEUCAT, J.J.; MENOT, R.P., 1991. Isotopic (Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd) and trace element geochemistry of eclogites from the Pan-African belt: a case study of REE fractionation during high-grade metamorphism. *Lithos*, 27: 43-57 p.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M., 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM, 2003. 674 p.

BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS C.; GONÇALVES J.H.; BAARS F.J.; DELGADO I.M., ABRAM MD.; NETO R.L.; MATOS G.M.M.; SANTOS J.O.S., 2007. *Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000*. Brasília, MME-CPRM, CD-ROM.

BLUM, M. L. B. 1999. *Processamento e Interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua Aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado. 229 p.

BRITO NEVES, B.B.; 1975. *Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 198 p.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40 p.

BRITO NEVES B.B.; VAN SCHMUS W.R.; SANTOS E.J.; CAMPOS NETO M.C.; KOZUCH M. 1995. O evento Carirís Velhos na Província Borborema:

intergração de dados, implicações e perspectivas. Revista Brasileira de Geociências, 25:279-296 p.

BRITO NEVES, B.B. 1999. America do sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. Revista Brasileira de Geociências. 29(3):379-392 p.

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 América. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, 151-182 p.

BRITO NEVES, B.B.; VAN SCHMUS, W.R.; ANGELIM, L.A.A. 2015. Contribuição ao conhecimento da evolução geológica do Sistema Riacho do Pontal – PE, BA, PI. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v. 15, n. 1, p. 5-93, Março 2015

BUCKER, A. E GRAPES, R., 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer, 8th. Edition, 191-224 p.

CABANIS, B.; LECOLLE, M. 1989. Le diagramme La/10 -Y/15 -Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des procesus de melange et/ou de contamination crutale. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 309, 2023–2029 p.

CALDASSO, L.S.C.; COSTA, A.C.; MARANHÃO, C.M.L.; LOPES, JR. I.; HORIJAWA, I., 1973. Projeto Sudeste do Piauí II. Parte das Folhas São João do Piauí (SC.23-X-B) e Paulistana (SC.24-V-A). Relatório Final Integrado. Recife, DNPM/CPRM.

CAMPOS NETO, M.C.; BITTAR, S.M.B.; BRITO NEVES, B.B. 1994. Dominio tectonico Rio Pajeu – Provincia Borborema: orogeneses superpostas no ciclo Brasileiro/Pan-Africano. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneario Camboriu, Abstracts, 221–222 p.

CARVALHO, M.J., 2005. Tectonic Evolution of the Marancó-Poço Redondo Domain: Records of the Cariris Velhos and Brasileiro Orogenesis in the Sergipano Belt, NE Brazil. Tese de Doutorado, Universidade de Campinas, Campinas, 202 p.

CAVALCANTE, J.C., FERREIRA, C.A., ARMESTO, R.C.G., MEDEIROS, M. F., RAMALHO, R., BRAUN, O. P.G., BAPTISTA, M.B., CUNHA, H.C.S., 1983. Mapa Geológico do Estado do Ceará (1:500,000). Brasília, MME/DNPM.

CAXITO, F. A. 2013. Geotectônica e evolução crustal das Faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, Estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Tese de doutoramento. Universidade Federal de Minas. 287p.

CAXITO, F.A.; DANTAS, E. L.; STEVENSON, R.; UHLEIN, A., 2013. Detrital zircon (U–Pb) and Sm–Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basin related to collisional orogens Gondwana Research, 741-754 p.

CAXITO, F.A.; UHLEIN, A., DANTAS, E. L. 2014b. The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000-960 Ma) within the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. Journal of South American Earth Sciences 51 (2014) 12-27 p.

CAXITO, F.A.; UHLEIN, A.; STEVENSON, R.; UHLEIN, G.J., 2014a. Neoproterozoic oceanic crust remnants in northeast Brazil. Geology, v. 42, 387–390 p.

CAXITO, F.A.; UHLEIN, A.; DANTAS, E.L.; STEVENSON, R.; PEDROSA-SOARES, A.C. 2015. Orosirian (ca. 1.96 Ga) mafic crust of the northwestern São Francisco Craton margin: Petrography, geochemistry and geochronology of amphibolites from the Rio Preto fold belt basement, NE Brazil. Journal of South American Earth Sciences 59 (2015) 95-111 p.

CONDIE, K. 2015. Changing tectonic settings through time: Indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams. Precambrian Research 266 (2015) 587–591 p.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; D'AGRELLA FILHO, M., 2003. From Rodinia to Gondwana: A review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, 6(2):275-283 p.

COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen e Unwin.

CPRM, 2004. Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea, estado do Piauí: diagnóstico do município de Paulistana. Fortaleza: CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

CPRM, 2006. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos, Projeto Aerogeofísico Pernambuco-Piauí, 267 p.

DANTAS, E.L.; VAN SCHMUS, W.R.; HACKSPACHER, P.C.; FETTER, A.H.; BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.; NUTMAN, A.P.; WILLIAMS, I.S., 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 130:113-137 p.

DAVIS, J.C., 1986. *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley & Sons, 2. ed., U.S.A., 646 p.

DUCLAUX, G.; MÉNOT, R.P.; GUILLOT, S.; AGBOSSOUMONDÉ, Y.; HILAIRET, N., 2006. The mafic layered complex of the Kabyé massif (north Togo and north Benin): Evidence of a Pan-African granulitic continental arc root. *Precambrian Research*, 151: 101-118 p.

DILEK, Y. e FURNES, H., 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, vol. 10, 93-100 p.

EBERT, H., 1970. The Precambrian geology of the "Borborema"-Belt (States of Paraíba and Rio Grande do Norte; northeastern Brazil) and the origin of its mineral provinces. *Geologische Rundschau*, 59(3):1292-1326 p.

EMBRAPA/SNLCS, 1986. Levantamento exploratório - reconhecimento de solos do Estado do Piauí. EMBRAPA, Rio de Janeiro.

FERREIRA, M. A. F. (1995). Petrologia e geoquímica dos corpos sieníticos de Nova Olinda e Caboclo, cinturão de dobramentos Riacho do Pontal, oeste de Pernambuco. Dissertação (Mestrado). Recife: Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco-UFPE.

FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N.; JARDIM DE SÁ, E.F. 1998. Geochemical and isotopic signatures of the Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:439-455 p.

FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N.; PIMENTEL, M.M.; MOURA, C.A.V., 2004. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, Northeastern Brazil. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. 2004 (orgs). *Geologia do continente Sulamericano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 189-201 p.

FREITAS M.S. E SACHS L.L.B., 2012. Geologia e recursos minerais da Folha Riacho Queimadas, SC.24-V-A-I) - 1:100.000. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos, Anais, CDRom.

FURNES, H.; DILEK, Y.; DE WIT, M., 2013. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types, *Gondwana Res.* 23, 403–428 p.

GAVA A.; MONTES A.S.L.; OLIVEIRA E.P, 1984. Granitos alcalinos no sudeste do Piauí. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 2767-2786 p.

GODOY, L.C.; BITTENCOURT, V,L.; SANTOS, J.C; FERREIRA, J.F., 2011. Distribuição de  $K$ ,  $eU$  e  $eTh$  e avaliação da dose anual de radiação na região do granito serra do Carambeí-PR. *Revista Brasileira de Geofísica* 29(2): 359-375 p.

GOMES, F.E.M.; TORRES, P.F.M., 1994. Associações plutono-vulcanossedimentares no extremo sul da Província Borborema. Exemplos, correlações e paradigmas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, Anais, 47-49 p.

GOMES, F.E.M.; VASCONCELOS A.M., 1991. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100 000 Folha SC.24-V-A-II, Paulistana, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM, 146 p.

HOLLANDA, M.H.B.M.; ARCHANJO, C.J.; SOUZA, L.C.; ARMSTRONG, R.; VASCONCELOS, P.M. 2010. Cambrian mafic to felsic magmatism and its connections with transcurrent shear zones of the Borborema Province (NE Brazil): Implications for the late assembly of the West Gondwana. *Precambrian Research*, 178:1–14 p.

IRVINE, T. N. e BARAGAR, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548 p.

JENSEN, L. S., 1976. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. *Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper*, 66 p.

JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO M.H.F.; TORRES H.H.F.; KAWASHITA, K. 1988. Geochronology of metaplutonics and evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. In: *Congresso Latino-Americano de Geologia*, 7, Belém, Anais, 49-62 p.

JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.H.F.; FUCK, R.A.; KAWASHITA, K., 1992. Terrenos proterozóicos na província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(4):472-480 p.

JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.H.F.; KAWASHITA, K.; PEUCAT, J.J.; LETERRIER, J.; FUCK, R.A., 1996. A suíte Serra da Esperança: intrusões alcalinas sintectônicas aos nappes brasileiros na Faixa Riacho do Pontal, NE do Brasil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, SBG, Salvador, 6:499-501 p.

KOZUCH M., 2003. Isotopic and trace element geochemistry of early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting. Tese de Doutorado, University of Kansas, Lawrence, EUA, 199 p.

LI Z.X., BOGDANOVA S.V., COLLINS A.S., DAVIDSON A., DE WAELE B., ERNST R.E., FITZSIMONS I.C.W., FUCK R.A., GLADKOCHUB D.P., JACOBS J., KARLSTROM K.E., LU S., NATAPOV L.M., PEASE V., PISAREVSKY S.A., THRANE K., VERNIKOVSKY V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*. 160:179-210 p.

LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.

MARIMON, M.P.C. 1990. Petrologia e litogeoquímica da seqüência plutono-vulcanosedimentar de Brejo Seco, Município de São João do Piauí. Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado, Salvador, 102 p.

MASCARENHAS, J.F. 1979. Evolução tectônica do pré-Cambriano do estado da Bahia. *Geologia e recursos minerais do estado da Bahia, Textos Básicos*, Salvador, SME-BA/CPM, 55-165 p.

MEDEIROS, V.C. 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó- Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 200 p.

MCDONOUGH, W.F. E SUN, S.S., 1995. The Composition of the Earth; *Chemical Geology*, v. 120, 223-253 p.

MESCHEDE, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology* 56, 207–218 p.

MINTY, B. R. S., 1991. Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data. *Expl. Geoph.* 22:591-592 p.

MORAES, J.F.S. 1992. Petrologia das rochas máficas-ultramáficas da seqüência vulcanosedimentar de Monte Orebe, PE-PI. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 98 p.

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 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* 22:1031. doi:10.1029/2001TC001352.

NEVES, S.P.; BRUGUIER, O.; VAUCHEZ, A.; BOSCH, D.; SILVA, J.M.R.; MARIANO, G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 149:197–216 p.

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 p.

OLIVEIRA, D.C., MOHRIAK, W.U., 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Mar. Petrol. Geol.* 20, 351-383, p.

OLIVEIRA, E.P.; TOTEU, S.F.; ARAÚJO, M.N.C.; CARVALHO, M.J.; NASCIMENTO, R.S.; BUENO, J.F.; MCNAUGHTON, N.; BASILICI, G. 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano 279 belt (NE Brazil) and the Yaoundé schist belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44:470–478 p.

OLIVEIRA, R.G., 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e sua margem continental (nordeste do Brasil). Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 411 p.

OLIVEIRA, E.P., WINDLEY, B.F., ARAÚJO, M.N.C., 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Res.* 181, 64-84 p.

OLIVEIRA, E.P.; BUENO, J.F.; MCNAUGHTON, N.J; SILVA FILHO, A.F.; NASCIMENTO, R.S; DONATTI-FILHO, J.P., *in press*. Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil, *Journal of South American Earth Sciences* (2014).

PARENTE, C.V., FILHO, W.F.S., ALMEIDA, A.R., 2004. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In: *Geologia Do Continente Sul Americano. Evolução da Obra de Fernando F. M. Almeida*, Cap, vol. XXIX. Editora Beca, São Paulo, Brasil, 524-536, p.

PEARCE, J. A. & CANN, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290–300.

PEARCE, T. H., GORMAN, B. E. & BIRKETT, T. C. 1977. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 121–132.

PEARCE, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 525-548, ISBN 0 471 28034 8.

PEARCE, J.A. E PARKINSON, I.J.,1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: PRICHARD H.M.; ALABASTER T.; HARRIS N.B.W.; NEARY C.R. (eds.), *Magmatic processes and plate tectonics*. Londres, Geological Society Special Publication, 76:373–403 p.

PEARCE, J. A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: WYMAN, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks*:

Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113 p.

PEARCE, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100:14-48 p.

PEARCE, J.A., 2014. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, vol.10. 101-108 p.

PIRAJANO, F.; SANTOSH, M. 2015. Mantle plumes, supercontinents, intracontinental rifting and mineral systems. *Precambrian Research*. 259 (2015) 243–261 p.

PLÁCIDO, J.; NARDI, L.V.S.; CONCEIÇÃO, H.; BONIN, B.; JARDIM DE SÁ E.F. 2000a. The alkaline silicasaturated ultrapotassic magmatism of the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13 :661-683 p.

OLIVEIRA, E.P.; WINDLEY, B.F.; ARAÚJO, M.N.C. 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, 181:64- 84 p.

QUEIROGA, G.N.; SUITA, M.T.F.; PEDROSA-SOARES, A.C.; MARTINS, M.S.; PINHEIRO, M.A.P., 2012. Síntese sobre ofiolitos: evolução dos conceitos. *Rev. Esc. Minas, Ouro Preto*, 65(1): 47-58 p.

ROGERS, J.J.W., 1996. A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, 104:91-107 p.

RUDNICK, R.L. E GAO, S., 2003. The Composition of the Continental Crust, pp. 1-64. In *The Crust* (ed. R.L. Rudnick) Vol. 3, *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford. 39-51 p.

SÁ, J.M.; MCREATH, I.; LETERRIER, J. 1995. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 8:299–314 p.

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, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14:851-866 p.

SACCANI, E. 2014. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics, *Geoscience Frontiers*.

SALGADO, S.S., 2014. Geologia, Contexto Geotectônico e Potencial Metalogenético para Depósitos de Ni-Cu- (EGP) do Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco, Faixa Riacho do Pontal, Sudeste do Piauí. Dissertação de Mestrado, UFMG. 109 p.

SANTOS, E.J.; CALDASSO, A.L.S., 1978. Síntese dos conhecimentos e ensaio interpretativo da área do Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, Anais, p. 399-426.

SANTOS, E.J.; BRITO NEVES B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (eds). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgar Blucher Ltd., São Paulo, 123–186 p.

SANTOS, C.A.; SILVA FILHO, M.A. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Riacho do Caboclo, escala 1:100.000. Folha SC.24-V-A-VI, Estados de Pernambuco e Bahia. CPRM, 113 p.

SANTOS, E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, 6:47-50 p.

SANTOS, E.J., BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., OLIVEIRA, R.G., MEDEIROS, V.C., 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE-Brazil. In: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. CD-ROM.

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 p.

SANTOS, T.J.S.; FETTER, A.H.; NOGUEIRA NETO, J.A., 2008. Correlation of the West margin of the Transbrasiliano – Kandi Lineament in the Borborema Province (NE Brazil) and Pharusian Belt (NW Africa). In: *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, PANKHURST, R.J., TROUW, R.A.J., BRITO NEVES, B.B., DE WIT, M.J. (eds). Geological Society of London, Special Publications, 294: 101-119 p.

SANTOS, T.J.S.; GARCIA, M.G.M.; AMARAL, W.S.; CABY, R.; WERNICK, E.; ARTHAUD, M.H.; DANTAS, E.L.; SANTOSH, M., 2009. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 15: 454-470 p.

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

SOFNER, V.B., 1972. Zur stratigraphie des Prakambriums im Gebiet des Mittleren Rio São Francisco zwischen Sento Sé und Juazeiro, Nordost-Brasilien. *Beih. Geol. Jb.*, 121:95146.

SONG, S.G., SU, L., LI, X, H., ZHANG, L.F., NIU, Y.L., ZHANG, L. 2010. Tracing the 850-Ma continental flood basalts from a piece of subducted continental crust in the North Qaidam UHPM belt, NW China. *Precambrian Research* 183 (2010) 805–816, p.

SOUZA, J.D.; FERNANDES FILHO, J.; GUIMARÃES, J.T.; LOPES, J.N., 1979. Projeto Colomi. Relatório Final, Geologia da Região do Médio São Francisco, texto e mapas. Escala 1:250 000. Salvador, DNPM-CPRM, 389 p.

TAYLOR, S. R.; MCLENNAN S. M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* 33, 241–265 p.

TORRES, H.H.F.; OLIVEIRA, R.G.; FIGUERÔA, I. 1994. Edentação tectônica da extremidade norte do Cráton do São Francisco na Faixa Riacho do Pontal.

In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, Anais, 222-223 p.

THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L.; PARRY, S.J., 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Real Society of London*, 310:549-590 p.

TROMPETTE, R., 1994, *Geology of Western Gondwana, Pan-African (2000-500 Ma)–Pan-African Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. A. A. Balkema, Rotterdam, 350p.

TUPINAMBÁ M., MACHADO N., HEILBRON M., RAGATKY D. 2007. Meso-neoproterozoic lithospheric extensional events in the São Francisco Craton and its surrounding south American and African metamorphic belts: A compilation of U-Pb ages: *Revista Brasileira de Geociências*. 37:87–91 p.

UHLEIN, A.; CAXITO, F.A.; SANGLARD, J.C.D.; UHLEIN, G.J.; SUCKAU, G.L. 2011. Estratigrafia e tectônica das faixas neoproterozoicas da porção norte do Cráton do São Francisco. *Geonomos*, 19(2):8-31 p.

VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B.; HACKSPACHER, P.; BABINSKI, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 267-288 p.

VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B.; WILLIAMS, I.S.; HACKSPACKER, P.C.; FETTER, A.H.; DANTAS E.L.; BABINSKI, M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syncollisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127:287-327 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 p.

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 p.

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 p.

VERMA, S.K.; OLIVEIRA, E.P., 2015. Tectonic setting of basic igneous and metaigneous rocks of Borborema Province, Brazil using multi-dimensional geochemical discrimination diagrams, *Journal of South American Earth Sciences* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2014.08.010>.

WOOD, D. A. 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11–30 p.

ZHAO, J.X.; MCCULLOCH, M.T.; KORSCH, R.J. 1994. Characterisation of a plume-related ~800Ma magmatic event and its implications for basin formation in central southern Australia. *Earth and Planetary Science Letters* 121, 349–367, p.