

# PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

## ÁREAS DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL – AVALIAÇÃO DO POTENCIAL MINERAL DAS FAIXAS MARGINAIS DA BORDA NOROESTE DO CRATON DO SÃO FRANCISCO (ÁREA RIACHO DO PONTAL), PIAUÍ E PERNAMBUCO



### INFORME DE RECURSOS MINERAIS

Série Províncias Minerais do Brasil, nº 25

## **MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**

### **Ministro de Estado**

Bento Albuquerque

### **Secretário de Geologia, Mineração e Transformação Mineral**

Alexandre Vidigal de Oliveira

## **SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**

### **DIRETORIA EXECUTIVA**

#### **Diretor-Presidente**

Esteves Pedro Colnago

#### **Diretor de Geologia e Recursos Minerais**

José Leonardo Silva Andriotti

#### **Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial**

Antônio Carlos Bacelar Nunes

#### **Diretor de Infraestrutura Geocientífica**

Fernando Pereira de Carvalho

#### **Diretor de Administração e Finanças**

Juliano de Souza Oliveira

### **COORDENAÇÃO TÉCNICA**

#### **Chefe do Departamento de Geologia**

Lúcia Travassos da Rosa Costa

#### **Chefe da Divisão de Geologia Básica**

Vladimir Cruz de Medeiros

#### **Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica**

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto

#### **Chefe do Departamento de Recursos Minerais**

Marcelo Esteves Almeida

#### **Chefe da Divisão de Minerais Industriais**

Michel Marques Godoy

#### **Chefe da Divisão de Geologia Econômica**

Felipe Matos Tavares

#### **Chefe da Divisão de Geoquímica**

Cassiano Costa e Castro

#### **Chefe do Departamento de Informações Institucionais**

Edgar Shinzato

#### **Chefe da Divisão de Geoprocessamento**

Hiran Silva Dias

#### **Chefe da Divisão de Cartografia**

Fábio Silva da Costa

#### **Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação**

Valter Alvarenga Barradas

#### **Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação**

Washington José Ferreira Santos

#### **Chefe do Departamento de Apoio Técnico**

Maria Alice Ibañez Duarte

#### **Chefe da Divisão de Editoração Geral**

Ricardo Luiz Barreiros Motta

### **RESIDÊNCIA DE TERESINA**

#### **Chefe da Residência**

Gilberto Antonio Neves Pereira da Silva

#### **Assistente de Produção de Geologia e Recursos Minerais**

Francisco Rubens de Sousa

#### **Assistente de Produção de Infraestrutura Geocientífica**

Jáder Vaz Silva

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**  
**CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL**  
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
I PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL I

## **AVALIAÇÃO DOS RECURSOS MINERAIS DO BRASIL**

---

# **ÁREAS DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL (ARIM) FAIXAS MARGINAIS DA BORDA NOROESTE DO CRATON DO SÃO FRANCISCO – ÁREA FAIXA RIACHO DO PONTAL**

Estado de Piauí e Pernambuco

### **ORGANIZADORES**

Evilarde Carvalho Uchôa Filho  
José Alberto Rodrigues do Vale  
Camila Franco Basto  
Magno de Sá Freitas  
Douglas Almeida Silveira  
Nilo Costa Pedrosa Junior  
Ricardo Gallart de Menezes  
Elizângela Soares Amaral Mota

### **INFORME DE RECURSOS MINERAIS**

Série Províncias Minerais do Brasil, nº 25



---

Teresina  
2019

## REALIZAÇÃO

Residência de Teresina

## ORGANIZAÇÃO

Evilarde Carvalho Uchôa Filho  
José Alberto Rodrigues do Vale  
Magno de Sá Freitas  
Nilo Costa Pedrosa Junior  
Douglas Almeida Silveira  
Elizângela Soares do Amaral Mota  
Ricardo Gallart de Menezes

## TEXTO EXPLICATIVO

### 1. Introdução

Evilarde Carvalho Uchôa Junior  
Magno de Sá Freitas  
Nilo Costa Pedrosa Junior  
Ricardo Gallart de Menezes

### 2. Contexto Geológico Regional

Evilarde Carvalho Uchôa Filho  
José Alberto Rodrigues do Vale  
Camila Franco Basto  
Magno de Sá Freitas  
Ricardo Gallart de Menezes

### 3. Geologia da Área de Estudo

Evilarde de Carvalho Uchôa Filho  
José Alberto Rodrigues do Vale  
Camila Franco Basto  
Ricardo Gallart de Menezes

### 4. Litogeoquímica

Evilarde de Carvalho Uchôa Filho  
José Alberto Rodrigues do Vale  
Camila Franco Basto  
Ricardo Gallart de Menezes

### 5. Geocronologia

Evilarde de Carvalho Uchôa Filho  
José Alberto Rodrigues do Vale  
Camila Franco Basto

### 6. Geologia Estrutural

Evilarde de Carvalho Uchôa Filho  
José Alberto Rodrigues do Vale  
Camila Franco Basto

### 7. Geoquímica Prospectiva

Douglas Almeida Silveira

### 8. Geofísica

Nilo Costa Pedrosa Junior

### 9. Recursos Minerais

Evilarde Carvalho Uchôa Filho  
Magno de Sá Freitas  
Douglas Almeida da Silveira  
Ricardo Gallart de Menezes

### 10. Considerações Finais

Evilarde Carvalho Uchôa Filho  
José Alberto Rodrigues do Vale  
Camila Franco Basto  
Nilo Costa Pedrosa Junior  
Douglas Almeida Silveira

### 11. Referências Bibliográficas

Ana Paula da Silva

## APOIO TÉCNICO

Evilarde Carvalho Uchôa Filho  
José Alberto Rodrigues do Vale  
Magno de Sá Freitas  
Nilo Costa Pedrosa Junior  
Douglas Almeida Silveira  
Elizângela Soares do Amaral Mota

## PROJETO GRÁFICO/EDITORIAÇÃO

### Capa (DIMARK)

Washington José Ferreira Santos

### Diagramação (ERJ)

Henrique de Oliveira Batista Netto

### Estagiários

João Victor de Almeida e Silva  
Núbia Araújo Sena

### Compatibilização e Revisão Geral

Vladimir Cruz Medeiros  
Luiz Gustavo Rodrigues Pinto  
Cassiano Costa Castro  
Eduardo Duarte Marques  
Rafael Bittencourt Lima  
Evandro Luiz Klein

### Revisão Final

Ricardo Gallart de Menezes

## Serviço Geológico do Brasil - CPRM

www.cprm.gov.br

seus@cprm.gov.br

U17

Uchôa Filho, Evilarde Carvalho

Áreas de relevante interesse mineral – ARIM: Faixas marginais da Borda Noroeste do Craton do São Francisco – Área Faixa Riacho do Pontal, Estados do Piauí e Pernambuco / Organizadores Evilarde Carvalho Uchôa Filho, José Alberto Rodrigues do Vale, Camila Franco Basto, Magno de Sá Freitas, Douglas Almeida Silveira, Nilo Costa Pedrosa Junior, Ricardo Gallart de Menezes, Elizângela Soares Amaral Mota. – Teresina: CPRM, 2019.

216 p.: il. Color. – (Informe de Recursos Minerais. Série Províncias Minerais do Brasil, 27)

Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Avaliação dos recursos minerais do Brasil.

ISBN 978-85-7499-558-8

1. Metalogenia. 2. Recursos Minerais – Brasil – Piauí - Pernambuco. 3. Geologia Econômica. I. Vale, José Alberto Rodrigues do. II. Basto, Camila Franco. III. Freitas, Magno de Sá. IV. Silveira, Douglas Almeida. V. Pedrosa Junior, Nilo Costa. VI. Menezes, Ricardo Gallart de. VII. Mota, Elizângela Soares Amaral. VIII. Título. IX. Série.

CDD 553.1

CRB 3/1441

Ficha catalográfica elaborada na CPRM-RETE por Ana Paula da Silva

Direitos desta edição: Serviço Geológico do Brasil - CPRM

É permitida a reprodução desta publicação desde que mencionada a fonte.

# APRESENTAÇÃO

---

O Ministério de Minas e Energia e a Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, por meio da CPRM – Serviço Geológico do Brasil, tem a satisfação de disponibilizar à comunidade geocientífica, empresários do setor mineral e à sociedade em geral, os resultados obtidos no projeto **PROJETO INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA E DE RECURSOS MINERAIS DAS FAIXAS MARGINAIS DA BORDA NORTE-NOROESTE DO CRÁTON SÃO FRANCISCO, SUBÁREA RIACHO DO PONTAL** como parte do Projeto Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil. Este é um empreendimento ligado ao **PROGRAMA DE ACELERAÇÃO DO CRESCIMENTO (PAC 3)** do governo federal, denominado Avaliação do Potencial dos Minerais Estratégicos do Brasil, dentro da ação Avaliação dos Recursos Mineraias do Brasil, que integra o programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral.

O projeto Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil estabeleceu como meta geral contribuir para o entendimento do potencial e vocação metalogenética das diferentes províncias geológicas que abrangem o território nacional, fomentando, assim, a exploração mineral. Envolve estudos temáticos de geologia básica e geologia econômica com uso de técnicas avançadas e sua execução e gerenciamento, na CPRM – Serviço Geológico do Brasil, foi de responsabilidade das unidades regionais (Superintendências, Residências e Núcleos), com supervisão nacional da Divisão de Geologia Econômica – DIGECO e coordenação geral do Departamento de Geologia e Recursos Mineraias – DEREM.

A Faixa Riacho do Pontal, nos Estados do Piauí e Pernambuco, foi selecionada em virtude de apresentarem potencial para mineralizações de ferro, níquel, cobre, cobalto, ouro e manganês. Além disso, essa publicação tenta ser o início do preenchimento de uma lacuna existente na área metalogenética dessa porção da Província Borborema, à medida que além de disponibilizar uma carta Geológica, também fornece uma carta de Recursos Mineraias, ambas em escala 1:250.000.

O produto aqui disponibilizado, compreende (i) texto em pdf do Informe de Recursos Mineraias, (ii) mapas de integração geológica e de recursos mineraias da área em escala 1:250.000; (iii) mapa do Grupo Ipueirinha em escala 1:50.000 (iv) mapa dos complexos Paulistana e Santa Filomena em escala 1:50.000; (v) Mapa de detalhe do Fosfato Poço D'anta em escala 1:5.000; (vi) mapa de interpretação e integração geofísica-geológica das Faixas Marginais da Borda Noroeste do Craton São Francisco - Faixa Riacho do Pontal em escala 1:250.000.

Com mais este lançamento, a CPRM – Serviço Geológico do Brasil cumpre seu papel de induzir o desenvolvimento socioeconômico regional e setorial por meio da atualização do conhecimento geológico e dos recursos mineraias do Brasil.

**Esteves Pedro Colnago**

Diretor-Presidente

**José Leonardo Silva Andriotti**

Diretor de Geologia e Recursos Mineraias

## RESUMO

---

A área-alvo do presente trabalho tem como foco as unidades geológicas que ocorrem nos tratos estruturais relativos ao Terreno São Pedro e, principalmente, na chamada Faixa Riacho do Pontal, pertencentes, respectivamente, aos domínios das zonas Transversal e Meridional da Província Borborema, as quais situadas na abrangência das folhas Afrânio (SC.24-V-A-V), Barra do Bonito (SC.24-V-A-IV), Barragem (SC.23-X-B-VI), Patos (SB.24-Y-C-V), Paulistana (SC.24-V-A-II), Riacho Queimadas (SC.24-V-A-I), Santa Filomena (SC.24-V-A-III) e Simões (SC.24-Y-C-VI). As atividades desenvolvidas envolveram o mapeamento não sistemático em escalas 1:100.000, 1:50.000 e 1:5.000, com amostragens de rochas para análises petrográficas e litogeoquímicas, tratamento de dados aerogeofísicos (gamaespectrometria e magnetometria), prospecção geoquímica com coleta de amostras de sedimento de corrente e concentrado de bateia e o processamento destes dados em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG). Na geologia da área do Projeto é no Terreno São Pedro da Zona Transversal da Província Borborema que ocorrem as rochas mais antigas, associadas ao Complexo Granjeiro, Neoarqueano, que reúne uma suíte de ortognaisses TTG e rochas metavulcanossedimentares, cujo quimismo indica derivação de arco magmático para as rochas TTG e arcos de ilha e/ou back arc para as rochas máficas associadas à sequência greenstone. O Complexo Itaizinho é a unidade paleoproterozoica presente neste domínio, e inclui ortognaisses de composições diversas, migmatizados ou não, associados a restos de supracrustais e metamáficas. O Neoproterozoico no Terreno São Pedro está representado pelo Grupo Ipueirinha, de idade Ediacarana, formado principalmente por metassedimentos de baixo grau com intercalações de metavulcânicas ácidas, localmente com ocorrências de metaultramáficas. É subdividido nas formações Caridade do Piauí, com três subunidades (Membros Alecrim, Bandeira e Vereda), Cacimbas e Barroão, e inclui ainda a unidade denominada Serpentinito Carnaubal, formada por metaultramáficas serpentinizadas. Rochas intrusivas no Grupo Ipueirinha incluem, principalmente, granitos ligados às suítes intrusivas Morrinho e Itaporanga, os quais representativos de um magmatismo calcialcalino de alto K de idade ediacariana.

Na Faixa Dobrada Brasileira Riacho do Pontal (Domínio Meridional da Província Borborema) a unidade aflorante mais antiga é o Complexo Morro do Estreito, paleoproterozoico, que inclui ortognaisses variados, por vezes migmatizados, associados a restos de rochas supracrustais e metamáficas. As unidades neoproterozoicas neste domínio apresentam idades que variam do Esteniano ao Criogeniano, e estão representadas pelos complexos Paulistana, Santa Filomena, Brejo Seco e Monte Orebe, assim como pelo Grupo Casa Nova. As unidades relativas aos complexos correspondem essencialmente a sequências metavulcanossedimentares com baixo a médio grau metamórfico e quimismo indicativo da derivação de suas rochas de ambiente continental com transição para fundo oceânico. Apresentam elevada participação de rochas metabásicas, notadamente os complexos Monte Orebe e Brejo Seco, com esta última unidade incluindo ainda corpos metaultramáficos relacionados a intrusões acamadadas (Corpos Brejo Seco e São Francisco de Assis). O Grupo Casa Nova abrange essencialmente metassedimentares de baixo grau, compostas por sequências clasto-químicas. Subdivide-se nas formações Barra Bonita e Mandacaru. Suítes intrusivas neoproterozóicas incluem as unidades Afeição, Rajada, Serra da Aldeia, Serra do Caboclo e Massapê. As duas primeiras abrangem ocorrências de metagranitóides foliados ou não, com composições diversas, em parte milonitizados. As suítes graníticas Serra da Aldeia e Serra do Caboclo, por sua vez, que representam as últimas manifestações magmáticas dessa natureza na Faixa Riacho do Pontal, são compostas por granitos maciços de linhagem alcalina, com álcali granitos associados a sienitos, principalmente, enquanto a Suíte Massapê representativa de rochas intrusivas máfico-ultramáficas alcalinas formadas basicamente por piroxenitos associados a lamprófiros, com fácies pegmatóides subordinadas. As espessas coberturas sedimentares fanerozoicas presentes na área do Projeto estão relacionadas às bacias do Parnaíba e do Araripe.

Os resultados das interpretações dos dados aeromagnéticos evidenciam compartimentação magnético/estrutural bastante complexa, com lineamentos magnéticos principais dispostos nas direções E-W, NE-SW e NW-SE. Foram individualizados três domínios magnéticos regionais, com base nas amplitudes e no padrão de relevo das anomalias. O levantamento gravimétrico mostra a continuidade para leste do trend gravimétrico

positivo Parnaguá/São Raimundo Nonato. Esse alinhamento é segmentado, o que sugere a existência de emendamentos e/ou descontinuidades crustais perpendiculares ao limite da Faixa Riacho do Pontal. Anomalia gravimétrica positiva no leste da área de estudo é aqui interpretada como limite entre domínios crustais das províncias Borborema, Parnaíba e São Francisco. A integração dos dados geoquímicos confirmou que, na Faixa Riacho do Pontal, os elementos Ni e Cr são excelentes indicadores de rochas máficas e ultramáficas. Anomalias de Pb e Sn anotadas próxima aos granitos da Suite Serra da Aldeia e a lentes de mármore são sugestivas de importantes eventos hidrotermais mineralizantes atuantes na Formação Barra Bonita do Grupo Casa Nova. O magmatismo máfico-ultramáfico dos complexos Paulistana, Santa Filomena, Brejo Seco e Monte Orebe, por seu turno, pode ter 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. Na América do Sul, este magmatismo estaria associado ao desmembramento do paleocontinente São Francisco-Congo, posteriormente amalgamado pelo Ciclo Brasileiro/Pan-Africano durante a formação do Supercontinente Gondwana Oeste, formando uma sutura continental na região da Faixa Riacho do Pontal.

## ABSTRACT

---

The study area of this present work focuses on the geological units that occur in the structural environment related to the São Pedro Terrain and, mainly, in the usually called Riacho do Pontal Fold Belt, situated, respectively, in the Transversal and Southern domains of the Borborema Province. The area corresponds to these geological units located in the range of the Afrânio (SC.24-V-A-V), Barra do Bonito (SC.24-V-A-IV), Barragem (SC.23-X-B-VI), Patos (SC.24-Y-C-V), Paulistana (S4.24-V-A-II), Riacho Queimadas (SC.24-V-A-I), Santa Filomena (SC.24-V-A-III) and Simões (SC.24-Y-C-V) sheets. The workflow of this project included the following steps: non-systematic geological mapping (1:100.000, 1:50.000 and 1:5.000), processing of aerogeophysical data (gamma-spectrometry and magnetometry), sampling for thin section confection and geochemical analysis, sampling and geochemical analyses of stream sediment and heavy mineral concentrates, and finally a thorough integration and processing of these data in a Geographic Information System (GIS) environment.

The oldest rocks in the study area belong to the Granjeiro Complex and outcrop in the São Pedro terrain (Transversal Zone, Borborema Province). This Neoproterozoic unit includes a metavolcano-sedimentary sequence and a suite of TTG orthogneisses. Geochemical patterns of the TTG orthogneisses and mafic rocks from the greenstone belt suggest geochemical signatures that respectively suggest a magmatic arc setting and an island arc and/or back-arc setting for these rocks. The Itaizinho Complex is the Paleoproterozoic unit in this subdomain and includes various orthogneisses that are sometimes migmatized and commonly associated with supracrustal remnants and metamaafites. The Ipueirinha Group of Ediacaran age is the Neoproterozoic representative in the São Pedro terrain. This unit is composed of low-grade metamorphic rocks, which are mostly metasediments, with sparse intercalation of acid metavolcanics and local association with metaultramafites. This unit is subdivided into the Caridade do Piauí Formation, which includes three subunits (Alecrim, Bandeira and Vereda members), the Cacimbas Formation and the Barroco Formation, besides the informal unit named Serpentinito Carnaubal, composed of serpentized metaultramafic rocks. Intrusive rocks in the Ipueirinha Group include, mainly, granitic rocks related to the intrusive suites Morrinho and Itaporanga, which represents a high K calc-alkaline magmatism of Ediacaran age.

Within the Riacho do Pontal Fold Belt (Southern Domain of the Borborema Province), the Morro do Estreito Complex, of the Paleoproterozoic Era, is the oldest outcropping unit. It includes various orthogneisses that are sometimes migmatized and often associated with metamaafic rocks and supracrustal remnants. The Neoproterozoic units in this domain show ages ranging from the Stenian to the Cryogenian, and are represented by the Paulistana, Brejo Seco, Monte Orebe e Santa Filomena complexes. These complexes are mostly composed of metavolcano-sedimentary sequences metamorphosed in low- to medium-grade conditions. Geochemical data obtained for these rocks suggest that they formed in a transitional continental/abyssal marine environment. Metabasic rocks are abundant, especially in the Brejo Seco and Monte Orebe complexes, which, in this last one, includes metaultramafic bodies related to layered intrusions (Brejo Seco and São Francisco de Assis intrusive bodies). The Casa Nova Group includes low-grade metamorphic rocks that constitute a clasto-chemical sequence. It is subdivided into the Barra Bonita and Mandacaru Formation. Neoproterozoic intrusive suites include the Afeição, Rajada, Serra da Aldeia, Serra do Caboclo and Massapê units. The first two units include granitic rocks of various composition, which sometimes lack foliation and other times show a strong mylonitic foliation. The granitic suites Serra da Aldeia and Serra do Caboclo, which represents the last magmatic manifestation of this affinity in the Riacho do Pontal Fold Belt, are composed of granitic rocks of alkaline affinity including alkali feldspar granites and syenites. The Massapê Suite is composed of mafic-ultramafic intrusive rocks of alkaline affinity including pyroxenites associated to lamprophyres, which can show subordinate pegmatoid facies. The thick Phanerozoic sedimentary covers in the study area are related to the Parnaíba and Araripe basins.

Interpretation of aeromagnetic data indicate a complex magnetic/structural compartmentation, in which the main magnetic lineaments trend E-W, NE-SW and NW-SE. Three regional domains have been individualized based on amplitude and relief patterns of magnetic anomalies. Results of the gravimetric survey show that the Parnaguá/São Raimundo Nonato positive gravimetric trend follows eastwards. This alignment is segmented,



*and therefore suggests the existence of indentation and/or crustal discontinuities oriented orthogonally to the edge of the Riacho do Pontal Fold Belt. We interpret the positive gravimetric anomaly in the eastern sector of the study area as a borderline that separates crustal domains belonging to the Borborema, Parnaíba and São Francisco provinces. Integration of geochemical data for the Riacho do Pontal Fold Belt confirmed that Ni and Cr have an excellent correlation with mafic and ultramafic rocks. Pb and Sn anomalies in the proximities of the Serra da Aldeia Suite and around marble lenses suggest that important hydrothermal mineralizing events might have taken place in the Barra Bonita Formation of the Casa Nova Group. The mafic-ultramafic magmatism of the Paulistana, Santa Filomena, Brejo Seco and Monte Orebe complexes is possibly associated with a mantle plume of Tonian age (ca. 890 Ma) which was active during breakup of the Rodinia Supercontinent. In South America, this Tonian magmatism is related to the dismembering of the São Francisco-Congo paleocontinent, which was brought together once again during the Brasiliano/Pan-Africano cycle (responsible for the assembly of the West Gondwana Supercontinent). This last cycle originated a continental suture zone in the Riacho do Pontal Fold Belt.*

# SUMÁRIO

---

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>12</b>
1.1. Justificativa e Objetivos.....	12
1.2. Metodologias de Trabalho .....	13
1.2.1. Revisão Bibliográfica.....	13
1.2.2. Processamento Digital de Imagens (PDI) e Aerogeofísica .....	13
1.2.3. Trabalhos de Campo.....	14
1.2.4. Análise Petrográfica .....	14
1.2.5. Litogeoquímica e Geocronologia.....	14
1.2.6. Integração Final dos Dados .....	14
1.3. Dados Físicos de Produção.....	14
1.4. Localização e Acesso .....	15
1.5. Condicionantes Geoambientais .....	15
1.5.1. Geomorfologia.....	15
1.5.2. Solos e Vegetação.....	16
<b>2. GEOLOGIA REGIONAL .....</b>	<b>17</b>
2.1. Cráton do São Francisco.....	17
2.1.1. Complexo Sobradinho-Remanso .....	17
2.1.2. Complexo Lagoa do Alegre .....	17
2.1.3. Granitoide Remanso-Sobradinho .....	18
2.1.4. Complexo Vítor .....	18
2.2. Província Borborema e seus Domínios Tectônicos .....	18
2.2.1. Arcabouço Geológico da Província Borborema.....	18
2.2.2. Domínio da Zona Transversal (DZT) .....	20
2.2.2.1. Complexo Granjeiro .....	20
2.2.2.2. Complexo Itaizinho.....	21
2.2.2.3. Grupo Ipueirinha .....	21
2.2.3. Domínio Meridional (DM).....	22
2.2.3.1. Faixa Riacho do Pontal .....	22
2.2.3.1.1. Complexo Morro do Estreito.....	22
2.2.3.1.2. Complexo Paulistana .....	23
2.2.3.1.3. Complexo Santa Filomena.....	24
2.2.3.1.4. Complexo Brejo Seco.....	24
2.2.3.1.5. Complexo Monte Orebe.....	25
2.2.3.1.6. Suíte Intrusiva Afeição.....	25
2.2.3.1.7. Grupo Casa Nova .....	25
2.2.3.1.8. Suíte Intrusiva Rajada .....	25
2.2.3.1.9. Complexo Lagoa das Contendas.....	26
2.2.3.1.10. Complexo Salgueiro.....	26
2.2.3.1.11. Suítes Intrusivas Serra da Aldeia e Serra do Caboclo .....	26
2.2.3.1.12. Suíte Massapê .....	26
<b>3. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>27</b>
3.1. Complexo Granjeiro (A4g).....	27
3.1.1. Ortognaisses TTG (A4Yg) .....	27

3.1.2. Migmatitos (A4Ygm) .....	29
3.1.3. Ortognaisses Sienograníticos .....	29
3.1.4. Sequência Metavulcanossedimentar .....	31
3.2. Complexo Itaizinho (PP2i) .....	35
3.2.1. Ortognaisses (PP2iY).....	37
3.2.2. Rochas Metamáficas .....	38
3.2.3. Quartzitos com Intercalações de Formações Ferríferas Bandadas (PP2iq).....	39
3.2.4. Silexitos.....	40
3.2.5. Rochas Calciossilicáticas (PP2ics).....	40
3.3. Complexo Morro do Estreito (PPem) .....	41
3.4. Complexo Paulistana (NP1p) .....	41
3.5. Complexo Santa Filomena (NP1s) .....	48
3.6. Complexo Brejo Seco (NP1bs) .....	54
3.6.1. Corpo Máfico-Ultramáfico Brejo Seco (NP1μbs) .....	55
3.6.2. Corpo Máfico-Ultramáfico São Francisco de Assis (NP1μbf) .....	56
3.7. Suíte Intrusiva Afeição (NP1γaf) .....	56
3.8. Complexo Monte Orebe (NP1mo).....	58
3.9. Grupo Casa Nova.....	63
3.9.1. Formação Barra Bonita (NP12cbb) .....	65
3.9.2. Formação Mandacaru (NP12cm) .....	66
3.10. Suíte Intrusiva Rajada (NP2yr) .....	66
3.11. Grupo Ipueirinha (NP3p) .....	66
3.11.1. Formação Caridade do Piauí (NP3pd) .....	67
3.11.1.1. Membro Alecrim (NP3pda).....	68
3.11.1.2. Membro Bandeira (NP3pdb) .....	68
3.11.1.3. Membro Vereda (NP3pdv).....	69
3.11.2. Formação Cacimbas (NP3pca) .....	71
3.11.3. Formação Barrocão (NP3αb) .....	72
3.11.4. Serpentinó Carnaubal (NP3μc) .....	72
3.12. Suíte Intrusiva Morrinho (NP3γmr) .....	73
3.13. Suíte Intrusiva Itaporanga (NP3γ2it) .....	75
3.14. Granitoides Indiscriminados (NP3γ3i) .....	75
3.15. Suíte Máfica a Intermediária (NP3δ2) .....	76
3.16. Suíte Intrusiva Serra da Aldeia (NP3γ3s) .....	76
3.17. Suíte Intrusiva Serra do Caboclo (NP3γ3cb) .....	77
3.18. Suíte Massapê (E1μma) .....	77
3.19. Bacia do Parnaíba.....	78
3.19.1. Grupo Serra Grande – Formação Ipu (Ssgi) .....	79
3.19.2. Grupo Canindé.....	80
3.19.2.1. Formação Itaim (D1i) .....	80
3.19.2.2. Formação Pimenteiras (D23p) .....	80
3.19.2.3. Formação Cabeças (D23c) .....	80
3.20. Bacia do Araripe - Formações Santana (K1s) e Exu (K12e).....	81
3.21. Diques Básicos (K1β) .....	81
3.22. Cobertura Detrito-Laterítica (NQdl) .....	82
3.23. Depósito Colúvio-Eluvial (NQc) .....	82
<b>4. LITOGEOQUÍMICA .....</b>	<b>84</b>
4.1. Complexo Granjeiro .....	84
4.1.1. Ortognaisses TTG.....	84

4.1.2. Formações Ferríferas Bandadas .....	86
4.1.3. Rochas metamáficas e metaultramáficas .....	90
4.2. Grupo Ipueirinha .....	95
4.2.1. Formação Caridade do Piauí.....	95
4.2.2. Formação Barroço .....	96
4.2.3. Serpentinito Carnaubal .....	97
4.3. Rochas (Meta)Máficas-ultramáficas dos complexos Santa Filomena, Paulistana, Brejo Seco e Monte Orebe .....	97
4.3.1. Diagramas Ternário AFM e binários de discriminação .....	108
4.3.2. Diagramas de Ambientes Tectônicos .....	110
4.3.3. Padrões de Elementos Terras-Raras e Diagramas Multielementares .....	114
4.3.4. Complexo Paulistana .....	114
4.3.5. Complexo Santa Filomena .....	116
4.3.6. Complexo Brejo Seco.....	116
4.3.7. Complexo Monte Orebe .....	116
<b>5. GEOCRONOLOGIA.....</b>	<b>118</b>
5.1. Complexo Granjeiro .....	118
5.2. Grupo Ipueirinha .....	120
5.3. Suíte Intrusiva Serra do Caboclo .....	124
<b>6. GEOLOGIA ESTRUTURAL .....</b>	<b>132</b>
6.1. Domínio da Zona Transversal .....	132
6.1.1. Complexo Granjeiro.....	132
6.1.2. Complexo Itaizinho .....	132
6.1.3. Grupo Ipueirinha .....	134
6.2. Faixa Riacho do Pontal (Domínio Meridional).....	137
6.2.1. Complexos Paulistana e Santa Filomena .....	140
6.2.2. Complexos Brejo Seco e Monte Orebe .....	140
<b>7. GEOQUÍMICA PROSPECTIVA .....</b>	<b>144</b>
7.1. Introdução .....	144
7.2. Método de Trabalho.....	144
7.3. Análises Químicas .....	144
7.4. Representação e Simbologia dos Mapas Unielementares e Multielementares .....	145
7.5. Resultados .....	146
7.5.1. Sumário estatístico .....	146
7.5.2. Contextualização tectônica .....	147
7.6. Faixa Riacho do Pontal.....	147
7.6.1. Distribuição dos elementos .....	147
7.6.2. Análise de correlações (Estatística Bivariada).....	158
7.6.3. Análise estatística multivariada (análise de principais fatores).....	159
<b>8. GEOFÍSICA.....</b>	<b>170</b>
8.1. Introdução.....	170
8.2. Dados Geofísicos.....	170
8.2.1. Gamaespectrometria.....	170
8.2.2. Magnetometria.....	172
8.2.3. Gravimetria.....	176
8.2.3.1. Planialtimetria .....	177
8.2.3.2. Correção dos dados gravimétricos.....	177
8.2.3.3. Processamento dos dados gravimétricos .....	177

8.3. Interpretação regional dos dados geofísicos .....	179
8.3.1. Domínios gamaespectrométricos.....	181
8.3.2. Arcabouço magnético .....	182
8.3.3. Análise gravimétrica regional.....	183
<b>9. RECURSOS MINERAIS .....</b>	<b>185</b>
9.1. Ferro.....	185
9.2. Níquel .....	185
9.3. Crisotila (Amianto) .....	189
9.4. Vermiculita .....	189
9.5. Mármore.....	189
9.6. Esmeralda em Pegmatitos.....	191
9.7. Gipsita.....	191
9.8. Grafita .....	191
9.9. Fosfato .....	191
9.9.1. Descrição Geológica .....	192
9.9.2. Sensoriamento Remoto .....	192
9.9.3. Caracterização mineral.....	193
9.9.3.1. Microscopia Eletrônica de Varredura.....	193
9.9.3.2. Difractometria de Raios-X – DRX.....	193
9.9.3.3. Análise química .....	196
9.9.4. Discussões.....	196
<b>10. CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>200</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>203</b>

# 1. INTRODUÇÃO

O presente relatório visa descrever os resultados do mapeamento, em conjunto com a avaliação do potencial mineral, das folhas Afrânio (SC.24-V-A-V), Barra do Bonito (SC.24-V-A-IV), Barragem (SC.23-X-B-VI), Patos (SB.24-Y-C-V), Paulistana (SC.24-V-A-II), Riacho Queimadas (SC.24-V-A-I), Santa Filomena (SC.24-V-A-III) e Simões (SC.24-Y-C-VI). O projeto nomeado "Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Riacho do Pontal" e pertinente a ação "Integração Geológica e Recursos Minerais das Faixas Marginais da Borda Noroeste do Cráton São Francisco", foi executado pela Gerência de Geologia e Recursos Minerais da Residência de Teresina (RETE), no âmbito da Diretoria de Geologia e Recursos Minerais, fazendo parte do empreendimento Áreas de Relevante Interesse Mineral – ARIM, da Ação Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil, do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, com financiamento pelo Programa de Aceleração do Crescimento (PAC 3). Tal empreendimento consiste em um conjunto de projetos voltados à identificação de áreas atrativas para exploração mineral, visando estimular a pesquisa e incremento da produção mineral brasileira. As atividades operacionais envolveram o mapeamento geológico não sistemático, compatível com as escalas 1:100.000, 1:50.000 e 1:5.000, amostragens de rochas para análises petrográficas e litogeoquímicas, além de prospecção geoquímica sistemática, com coletas de amostras de sedimentos de corrente e concentrados de bateia.

O trabalho se insere como um Informe de Recursos Minerais da série "Províncias Minerais do Brasil", implementado pela Diretoria de Geologia e Recursos Minerais, com seu elenco de dados e informações organizado em Sistema de Informações Geográficas (SIG) e disponível no banco de dados da CPRM (GEOSBG), que pode ser acessado através da página [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br).

Os dados condensados no trabalho constituem instrumentos de fomento e subsídios à análise de investimentos em pesquisa mineral na região sudeste do Piauí e oeste de Pernambuco, uma área marcada pela presença de diversas substâncias minerais, como jazidas de Fe, Ni, gipsita e mármore, depósitos de fosfato, ocorrências de esmeralda e grafita, além do que com ambientes geológicos bastante favoráveis a mineralizações de Cu, Pb, Sn e Cr, entre outros. Por outra ponta, a implementação das atividades minerárias viria agregar estímulo à geração de empregos e circulação de renda em uma área bastante carente e marcada por um baixo Índice de Desenvolvimento Humano (IDH).

## 1.1. JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

A Província Borborema é produto da aglutinação de terrenos alóctones com características e evolução geológica específicas, representando verdadeiras microplacas continentais, onde estão registrados ciclos orogênicos pretéritos. Sua diversidade geológica e de ocorrências minerais, a densidade e dimensão das zonas de cisalhamento que a permeiam, bem como suas extensas áreas ainda carentes de estudos geológicos mais aprofundados tornam esta província um alvo interessante para a prospecção mineral.

Na abrangência do Domínio Transversal da Província Borborema, que tem pequena parte de seus tratos inseridos na área do trabalho, vale ressaltar a importância de se caracterizar as sequências metavulcanossedimentares de baixo e médio grau que nela ocorrem, de modo a avaliar a possibilidade de constituírem associações de fundo oceânico ou, até mesmo, greenstone belts (MELO e VASCONCELOS, 1991; RIBEIRO e VASCONCELOS, 1991), assim como descartar seu potencial metalogenético, que pode ser considerado ainda subavaliado.

Na Faixa Riacho do Pontal do Domínio Meridional da Província Borborema, por sua vez, foco principal do trabalho, estão caracterizadas sequências metavulcanossedimentares indicativas de fundo oceânico (CAXITO, 2013), constituídas por metapelitos intercalados com rochas máfica-ultramáficas que se apresentam como ambientes potenciais para a pesquisa de depósitos de cromita podiforme, sulfeto de níquel, sulfetos maciços (tipo VMS), formações ferríferas e manganésíferas bandadas e outras mineralizações associadas.

Essa vocação metalogenética da região estudada é corroborada pela existência de depósitos de ferro na Região de Curral Novo do Piauí e níquel em São João do Piauí, aos quais se somam os jazimentos de gipsita das minas de Rancharia e Lagoa de Dentro, depósitos de rocha fosfática de Poço D'Anta, mármore e vermiculita, além do que antigos garimpos de esmeralda e registros de ocorrências de grafita.

Na lista dos principais trabalhos consultados e pertinentes a área de estudo estão incluídos aqueles em escala 1:100.000, executados pelo Programa Levantamento Geológico Básico (PLGB) sob a égide do convênio CPRM/DNPM ao longo das décadas de 1980 e 1990, tais como as folhas Santa Filomena (ANGELIM, 1988), Paulistana (GOMES e VASCONCELOS, 1991), Barra do Bonito (PRADO e VASCONCELOS, 1991), Afrânio (SAMPAIO e VASCONCELOS, 1991),

Patos (MELO e VASCONCELOS, 1991), e Simões (RIBEIRO e VASCONCELOS, 1991); como também pelo Programa Geologia do Brasil (PGB) da CPRM, relativos às folhas Barragem (MELO, 2011), Riacho Queimadas (FREITAS, 2015) e Fronteiras (VIRGENS NETO, 2015). Incluem-se ainda os mapas em escala 1:250.000 – Folha Aracaju NW (ANGELIM e KOSIN, 2001), Projeto Sudeste do Piauí II (CALDASSO et al., 1973) e Projeto Colomi (SOUZA et al., 1979) – e 1:500.000 – Folha Jaguaribe SW (GOMES e VASCONCELOS, 2000), todos também sob responsabilidade da CPRM.

Entre os trabalhos acadêmicos, têm-se relatórios de graduação de Costa (2010), Sousa (2014) e Van Der Geest (2015). As dissertações de mestrado incluem as de Marimon (1990), Moraes (1992), Ferreira (1995), Sato (2011), Salgado (2014), Pitarello (2015) e Uchôa Filho (2015), bem como o artigo Santos et al. (2017) e as teses de doutoramento de Oliveira (2008) e Caxito (2013).

Embora coberta pelos trabalhos de mapeamento supracitados e com relatos de dezenas de ocorrências minerais, tais como ouro, ferro, cobre, níquel, amianto, vermiculita e gipsita, o conhecimento da ambiência geotectônica das diversas unidades geológicas e de suas idades, assim como do potencial metalogenético, podem ser também considerados relativamente precários para a região da Faixa Riacho do Pontal. Assim, fazem-se necessários estudos mais específicos, com enfoque diferente dos trabalhos de mapeamento prévios, dando-se prioridade a estudos mais detalhados dos ambientes geotectônicos e do potencial mineral a eles associados.

Apesar disto, para a maioria das unidades geológicas abordadas por este projeto foram mantidas suas designações originais, obedecendo-se a nomenclatura utilizada e cadastrada na base de dados da CPRM, procedendo-se para as novas unidades criadas sua devida inserção naquela base de dados.

## 1.2. METODOLOGIAS DE TRABALHO

As metas estabelecidas no projeto compreenderam as seguintes etapas:

- i) Revisão bibliográfica;
- ii) Processamento Digital de Imagens (PDI) e aerogeofísica;
- iii) Trabalhos de campo;
- iv) Análise petrográfica;
- v) Litogeoquímica e geocronologia;
- vi) Prospecção geoquímica;
- vii) Integração final dos dados.

### 1.2.1. Revisão Bibliográfica

Nesta etapa foi realizado o levantamento, compilação e integração de dados obtidos de relatórios técnicos relacionados a trabalhos de mapeamentos geológicos

prévios, assim como de dissertações, teses e artigos científicos publicados em periódicos e anais de eventos científicos nacionais e internacionais que versam sobre a geologia da área de estudo e/ou de temas específicos abordados pelo presente trabalho. Com a análise bibliográfica levantou-se informações sobre a geologia da Província Borborema (compartimentação estrutural, unidades estratigráficas e evolução tectônica), com ênfase aos segmentos relativos ao denominado Terreno São Pedro do Domínio da Zona Transversal e da Faixa Riacho do Pontal do Domínio Meridional.

### 1.2.2. Processamento Digital de Imagens (PDI) e Aerogeofísica

Para o processamento e a análise espectral de imagens de satélite foram utilizadas imagens do sensor OLI do LANDSAT 8 e do sensor ASTER GDEM (Global Digital Elevation Map).

As imagens LANDSAT 8 foram tratadas no software ENVI® 4.8, sendo os dados gerados importados para o software ArcGis® 10.1.

Com os dados multiespectrais do sensor ASTER foi feita uma modelagem recorte de uma cena do sensor ASTER com data de passagem em 09 de julho de 2007, nas bandas 10 a 14 do infravermelho termal (TIR). As bandas do visível infravermelho próximo (VNIR) e infravermelho ondas curtas (SWIR) não foram utilizadas nesta análise. Foram utilizados recortes, em composição colorida da imagem ASTER no VNIR, com resolução espacial de 15 metros, utilizando-se as bandas 3 (infravermelho próximo), 2 (vermelho) e 1 (verde), para melhor visualização das áreas alvos.

Os processamentos foram executados no software ENVI®, versão 5.3. Os dados originais da imagem ASTER referentes à faixa do infravermelho termal (TIR) foram convertidos em emissividade efetuando-se a correção atmosférica, segundo a técnica ISAC (In-Scene Atmospheric Compensation); e, posteriormente, a normalização da emissividade, conforme descrito em Carmelo; Barbosa e Campos (2009).

Os dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos utilizados nesse trabalho correspondem aos dos projetos Pernambuco-Piauí (LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S/A, PROSPECTORS AEROLEVANTAMENTOS E SISTEMAS LTDA, 2010), Centro-Sudoeste do Ceará (PROSPECTORS AEROLEVANTAMENTOS E SISTEMAS LTDA, 2006) e Borda Sul da Bacia do Parnaíba (PROSPEC, 1978) e Borda Sul da Bacia do Parnaíba (PROSPEC, 1978).

A interpretação dos dados obtidos visou identificar feições geológicas de caráter regional e contribuir na delimitação de domínios litológicos, bem como para a confecção de produtos cartográficos específicos e a integração com os dados geológicos de superfície.

### 1.2.3. Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo foram realizados em cinco campanhas de 15 a 20 dias, durante os quais foram feitos estudos mineralógicos, litológicos, texturais e estruturais. O levantamento das informações de campo foi realizado tanto a partir de observações de afloramentos notáveis citados nas bibliografias como de novos pontos de perfis preferencialmente executados transversalmente ao trend das estruturas regionais, visando a observação das variações das feições litoestruturais assim como acompanhar a sequência estratigráfica de forma contínua.

Amostras dos afloramentos mais representativos foram coletadas e etiquetadas, sendo selecionadas para estudos petrográficos e análises geoquímicas e geocronológicas.

### 1.2.4. Análise Petrográfica

Para a descrição petrográfica foi realizada a confecção de seções delgadas das amostras mais representativas do contexto geológico, que incluem àquelas direcionadas à litogeoquímica e geocronologia, sendo esses estudos realizados com o auxílio de um microscópio de luz transmitida e refletida, modelo Olympus BX-41 com iluminador Olympus TH4-100, do Laboratório de Microscopia do Serviço Geológico do Brasil – CPRM na Residência de Teresina (RETE).

### 1.2.5. Litogeoquímica e Geocronologia

As análises para tratamento geoquímico foram realizadas em rocha total, as quais excutadas no SGS GEOSOL LABORATÓRIOS LTDA, utilizando-se as rotinas de análises XRF79C (fusão de metaborato por fluorescência de Raio-X para elementos maiores), IMS95A (fusão metaborato pelo “inductively coupled plasma mass spectrometry” – ICP-MS) e ICM40B por digestão multiácida pelo ICP-MS. Para o tratamento dos dados foram utilizados os programas GCDKIT tools (Versão 4.0) e o Microsoft Excel 2010.

Para as análises isotópicas foram selecionados cristais de zircão, os quais fixados em fita dupla face (cerca de 60 grãos para rochas ígneas e 100 para sedimentares sem a seleção prévia dos grãos) para a confecção dos mounts. Os cristais foram embutidos em resina epóxi (a frio), desgastados para a exposição do interior dos grãos e polidos em pasta de diamante 0,25 µm. As montagens foram previamente imageadas com catodoluminescência (CL) no MEV (microscópio eletrônico de varredura) da UnB.

As análises geocronológicas foram efetuadas no laboratório CPGeo da USP, onde as determinações isotópicas foram realizadas no LA-MC-ICP-MS Neptune

(Thermo-Finnigan) acoplado ao Laser ArF Excimer ( $\lambda=193\text{nm}$ ) (Photon Machines). Para a limpeza dos mounts foi utilizada uma solução de ácido nítrico diluído (3%) e posteriormente água ultralimpa.

A ablação ocorreu em spots de 32 µm, com frequência de 6 Hz e intensidade de 6mJ. O material pulverizado foi carregado por um fluxo de He (0,6 l/min) e Ar (0,7 l/min) e em todas as análises foi utilizado o padrão internacional GJ-1 para a correção da deriva do equipamento, assim como o fracionamento entre os isótopos de U e Pb. Para a verificação da acurácia foram realizadas análises no padrão internacional MUD TANK.

Os dados foram adquiridos em 60 ciclos de 1 segundo, seguindo a sequência de aquisição de 2 brancos, 3 padrões, 12 spots em zircão, 2 brancos e 2 padrões e em cada leitura foram determinadas as intensidades das massas  $^{202}\text{Hg}$ ,  $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$  e  $^{238}\text{U}$ .

A redução dos dados brutos incluiu as correções para branco, deriva do equipamento e chumbo comum utilizando-se a planilha desenvolvida pelo CPGeo/USP. As idades foram calculadas e os gráficos construídos com os recursos do ISOPLOT 3.0 (LUDWIG, 2003).

### 1.2.6. 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 durante o andamento do projeto. A integração e análise foram realizadas e propiciaram um melhor entendimento acerca da composição e prováveis ambientes tectônico com suas possíveis mineralizações associada.

## 1.3. DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO

Os dados físicos de produção durante o projeto estão listados na Tabela 1.1.

**Tabela 1.1** - Dados de produção do projeto.

PRODUÇÃO	TOTAL
Afloramentos descritos	1245
Análises petrográficas	290
Litogeoquímica	140
Análise geocronológica	8
Análise de sedimentos de corrente	1333
Análise de concentrados de bateia	1332



## 1.4. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo localiza-se na porção sudeste do Estado do Piauí, abrangendo ainda o extremo oeste do estado de Pernambuco e extremo norte da Bahia. A área tem como principal base de apoio o município de Paulistana (Figura 1.1), cujo acesso a sua sede a partir de Petrolina pode ser efetuado pela BR-407 percorrendo 178 km (Figura 1.2). Da cidade de Teresina o trajeto pode ser feito pela BR-316 percorrendo 243 km até a PI-227, onde nessa segue-se até a PI-245, onde será percorrido 77 km até a BR-407. Nesta segue-se por 140 km até atingir o destino, cidade de Paulistana. A área pode ser acessada também partindo de Petrolina pela BR-407, percorrendo cerca de 170 quilômetros.

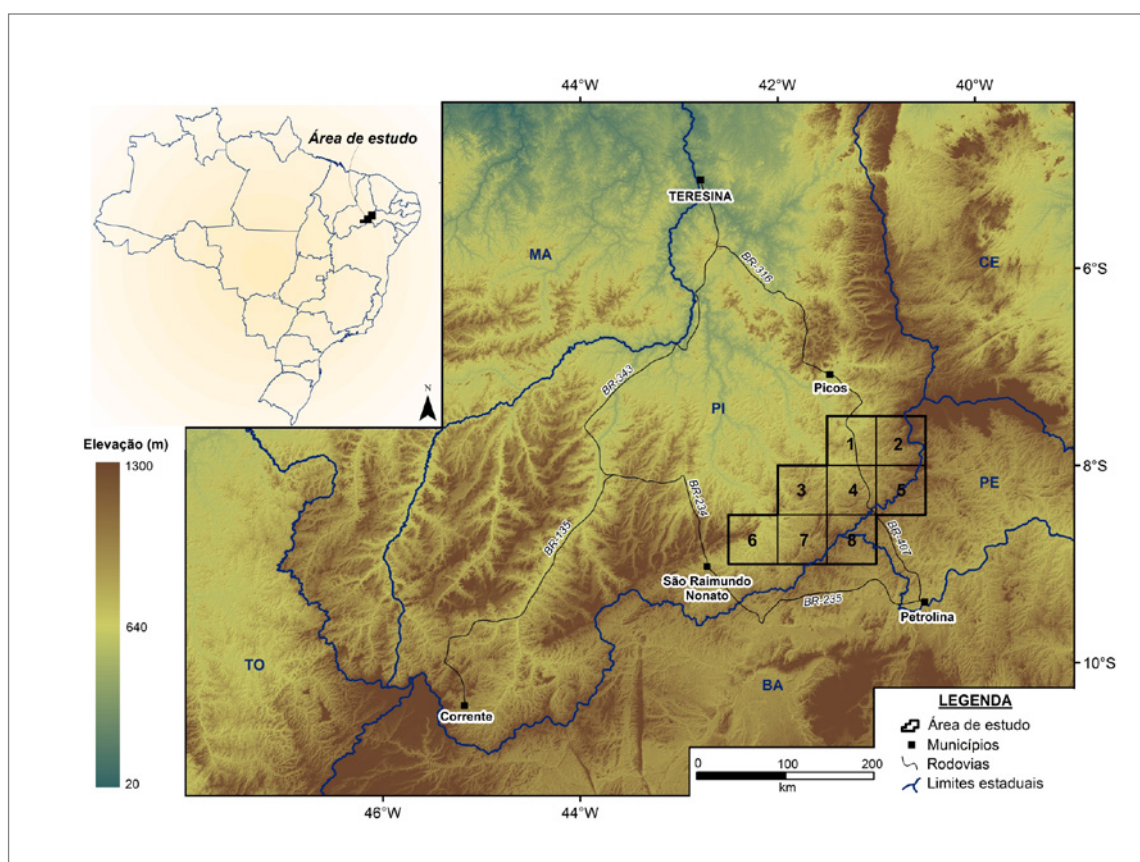
## 1.5. CONDICIONANTES GEOAMBIENTAIS

### 1.5.1. Geomorfologia

A geomorfologia da região do projeto se caracteriza por apresentar formas de relevo que compreendem: (i) superfícies tabulares em forma de chapadas baixas, (ii) relevos planos com partes suavemente onduladas, com altitudes

variando de 150 a 500 metros; (iii) superfícies tabulares em cimeiras (chapadas altas), com relevo plano e altitudes entre 400 a 500 metros, formando grandes mesas recortadas e (iv) superfícies onduladas com relevo movimentado com encostas mais acentuadas (JACOMINE et al., 1986).

O acidente morfológico mais destacável e predominante na área do Projeto, entretanto, é a ampla superfície tabular reelaborada, plana ou levemente ondulada, limitada por escarpas abruptas que podem atingir 600 m, exibindo internamente relevo com zonas rebaixadas e dissecadas (JACOMINE et al., 1986). Os grandes traços do modelado nordestino atual devem-se a processos morfogenéticos desenvolvidos sob condições áridas dominantes do Neógeno ao Quaternário. Outras formas de relevos na região em apreço compreendem superfícies tabulares reelaboradas (chapadas baixas), com relevo plano a suavemente ondulado e altitudes variando de 150 a 300 metros. Essas unidades de relevo se incluem na denominada Depressão Sertaneja, que representa a paisagem típica do semiárido nordestino, caracterizada por uma superfície de pediplanação bastante monótona, relevo predominantemente suave-ondulado, cortada por vales estreitos, com vertentes dissecadas. Elevações



**Figura 1.1** - Mapa de localização da área de estudo e acessos. Folhas inseridas na área do projeto: 1- Patos (SB.24-Y-C-V), 2- Simões (SC.24-Y-C-VI), 3- Riacho Queimadas (SC.24-V-A-I), 4- Paulistana (SC.24-V-A-II), 5- Santa Filomena (SC.24-V-A-III), 6- Barragem (SC.23-X-B-VI), 7- Barra do Bonito (SC.24-V-A-IV) e 8- Afrânio (SC.24-V-A-V).

residuais, na forma de cristas alinhadas ou outeiros pontuam a linha do horizonte. Esses relevos isolados testemunham os ciclos intensos de erosão que atingiram grande parte do sertão nordestino.

### 1.5.2. Solos e Vegetação

Os solos da região do projeto provenientes da alteração de granitos, gnaisses, mármore, filitos, quartzitos e xistos são rasos ou pouco desenvolvidos, às vezes pedregosos, ainda com influência do material subjacente. Os solos provenientes do intemperismo das rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba por sua vez, são relativamente mais maduros e espessos, por se desenvolverem às expensas de rochas relativamente mais friáveis ou menos resistentes às intempéries, como arenitos, siltitos, calcários e argilitos. São latossolos amarelos, álicos ou distróficos, textura média, associados a areias quartzosas e/ou podzólicos vermelho-amarelado concrecionários, plínticos ou não plíntico. Regionalmente, predominam latossolos álicos e distróficos de textura média a argilosa, com misturas vegetais da fase caatinga hipoxerófila e/ou caatinga/cerrado caducifólio. Secundariamente, ocorrem solos podzólicos vermelho-amarelos, textura média a argilosa, pedregosos ou não, com misturas vegetais da fase de transição floresta subcaducifólia/caatinga. Outro tipo de solo, também de ocorrência secundária, corresponde aquele formado por

areias quartzosas, que são profundos e bem drenados, desprovidos de minerais primários, de baixa fertilidade, com transições vegetais, fase caatinga hipoxerófila e/ou cerrado subcaducifólia/floresta subcaducifólia (JACOMINE et al., 1986).

Outro tipo de solo são os planossolos mal drenados, fertilidade natural média, os quais associados aos relevos suavemente ondulados e com baixas vertentes. Neste tipo de forma de relevo ocorrem ainda os solos brunos não cálcicos, são rasos e tem fertilidade natural alta.

A vegetação da área é composta predominantemente por Caatinga Hiperxerófila com trechos de Floresta Caducifólia. Em menor porcentagem ocorre vegetação de fase cerrado tropical subcaducifólia e floresta estacional semi-decidual (JACOMINE et al., 1986). A caatinga é registrada principalmente na região sul e sudeste da área do projeto, onde é composta por cactáceas, bromélias, arbustos e árvores de pequeno até grande porte em áreas brejosas.

Os cerrados se distribuem nas porções sudoeste e norte da área, constituídos principalmente por vegetação arbustiva, com árvores de pequeno e médio porte, com galhos retorcidos, folhas grandes, com algumas gramíneas, cactos e bromélias. Em meio a zonas de cerrados ocorrem de forma localizada em áreas relativamente mais úmidas, floresta de palmáceas, com presença de angico branco, jatobá, cedro, ipê-roxo, ipê-amarelo, tamboril, violeta, sapucaia, sapucarana, aroeira, cajazeira, açoita cavalo, jenipapo, algodão bravo e juazeiro.

## 2. GEOLOGIA REGIONAL

A área do projeto está em sua maior parte na abrangência da Faixa de Dobramento Riacho do Pontal, uma faixa móvel brasileira que ocorre como um cinturão bordando parte dos limites norte do Cráton do São Francisco. Ela constitui um subdomínio do Domínio Meridional da Província Borborema, com seus limites ocidentais balizados pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba, pertencente à província homônima. A Província Borborema no âmbito da área do Projeto abrange ainda pequena parte do chamado Terreno São Pedro do Domínio da Zona Transversal, este separado do Domínio Meridional ou Sul pelo Lineamento Pernambuco. Na área de trabalho registra-se a ocorrência de um complexo contexto de rochas, que inclui um embasamento paleoproterozoico com núcleos arqueanos compostos por granitoides do tipo TTG e complexos metavulcanossedimentares.

O embasamento paleoproterozoico inclui metamonzogranitos, metassienogranitos, gnaisses migmatíticos tonalíticos, granulitos, além de restos de metamáficas e metaultramáficas. Unidades neoproterozóicas incluem gnaisses paraderivados, em parte migmatizados, sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares com associação de metavulcânicas intermediárias a ácidas, intrusivas máfico-ultramáficas, assim como de granitoides. Todo esse contexto apresenta registro de estruturas e metamorfismo ligados à evolução de pelo menos dois grandes ciclos orogenéticos. Além dos sedimentos da Bacia do Parnaíba, que marcam os limites ocidentais da Província Borborema, ocorre ainda coberturas sedimentares de idade mesozoica, ligada a uma depressão intracratônica alongada instalada sobre os terrenos São Pedro e Piancó-Alto Brígida do Domínio Transversal da Província Borborema. Essa depressão corresponde a Bacia do Araripe, cujo limite norte é parcialmente balizado pelo Lineamento Patos, que, por sua vez, separa os domínios das zonas Transversal e Setentrional da Província Borborema.

### 2.1. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Entidade geotectônica brasileira, definida por Almeida (1981). Fundamentalmente, o CSF pode ser entendido como uma feição do Proterozoico Superior apesar de ter sido individualizado como litosfera continental durante o arqueano.

Com base em dados geocronológicos, Teixeira (1993) interpreta uma evolução policíclica dos domínios

Arqueano e Proterozoico inferior. O Período de 3,2-2,6 Ga foi de intensa mobilidade e acreção crustal, acompanhados pela evolução de terrenos granito-greenstone. Souza et al. (1979), a partir de datações pelo método Rb-Sr, também indicam provável geração crustal durante o Arqueano-Paleoproterozóico e retrabalhamento durante o Neoproterozóico. Nesse trabalho os autores através de datações geocronológicas, registram uma marcante granitogênese transamazônica ( $\pm 2$  Ga) composta por granitos de linhagem variada.

O Cráton São Francisco nas adjacências da Faixa Riacho do Pontal está representado tanto por unidades arqueanas, relativas aos complexos Sobradinho-Remanso e Lagoa do Alegre, como paleoproterozoicas, pertinentes ao Granitoide Remanso-Sobradinho e ao Complexo Vitor.

#### 2.1.1. Complexo Sobradinho-Remanso

O Complexo Gnaiss-Migmatítico Sobradinho-Remanso é formado por ortognaisses do tipo TTG, com níveis leucograníticos de composição tonalito/granodiorítica intercalados à foliação. As rochas de modo geral apresentam migmatização em variáveis graus, configurando diferentes formas de estruturas e englobam restos de supracrustais formadas principalmente por muscovita xistos e biotita xistos (ANGELIM, 1993).

#### 2.1.2. Complexo Lagoa do Alegre

Segundo Angelim (1993) e Moraes e Figueirôa (1998), o Complexo Lagoa do Alegre se trata de uma unidade metavulcanossedimentar dividida em duas sequências, uma de caráter metavulcanossedimentar, químico-exalativa, denominada de Unidade Macambira e a segunda, puramente metassedimentar, chamada Unidade Minadorzinho, ambas sem conotação estratigráfica. Estes mesmos autores consideram discordante o contato deste complexo com a unidade inferior cratônica, o Complexo Sobradinho-Remanso, embora em alguns locais observe-se aparente concordância estrutural entre as rochas das duas unidades estratigráficas.

A unidade minadorzinho apresenta uma associação litológica indivisa, de natureza predominantemente xistosa-gnáissico-quartzítica, cujos termos litológicos mais frequentes são micaxistos, gnaisses e quartzitos, além de mármores e formações ferríferas. A unidade Macambira por sua vez, inclui uma associação de matamáficas,

metaultramáficas, silexitos, paragneisses, ocorrendo de forma subordinada metavulcânicas ácidas, metacalcários, rochas calcissilicáticas e quartzitos (MORAES e FIGUEIRÔA, 1998).

### 2.1.3. Granitoide Remanso-Sobradinho

Segundo Pires e Loureiro (2014) os granitoides Remanso-Sobradinho correspondem a metamonzogranitos a metasienogranitos finos a médios, cinza esbranquiçados a rosados, por vezes porfiroclásticos a porfiroblásticos, com mineralogia principal formada por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita e acessoriamente incluído muscovita, sericita e magnetita. Suas rochas apresentam foliação incipiente e bandamento nos seus contatos com os complexos Sobradinho-Remanso e Lagoa do Alegre, onde ainda se evidenciam vários enclaves das rochas dessas unidades.

### 2.1.4. Complexo Vitor

O Complexo Vitor, uma unidade de idade orosiriana e a mais setentrional do Cráton São Francisco, é descrita por Prado e Vasconcelos (1991) na Folha Barra do Bonito como constituído basicamente de gnaisses migmatizados de composição predominantemente tonalítica, com granulitos subordinados e restos de rochas máfico-ultramáficas. Melo (2011) caracteriza este complexo como ortogneisses parcialmente migmatizados, exibindo estruturas dobradas com paleossomas de natureza tonalítica e neossomas constituídos por material granítico, geralmente quartzo-feldspático. Uma idade U-Pb encontrada para esta unidade indicou valor de  $2031 \pm 17$  Ma.

## 2.2. 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 orogenético 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; SANTOS e VAN SCHMUS, 2000;

KOZUCH, 2003; MEDEIROS, 2004) e 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).

Santos et al. (2000) baseados em dados geológicos, estruturais e isotópicos (assinaturas crustais de Nd e método U-Pb em zircões) subdividiram a Província Borborema cinco domínios tectônicos principais, os três primeiros, subdivisões da estrutura maior referida ao Domínio Setentrional (DS): 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) Domínio da 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. A Figura 2.1 ilustra, especificamente, as principais divisões estruturais dos domínios da Zona Transversal e Meridional, assim como suas zonas de cisalhamento limitantes, os lineamentos Patos (ZCpa) e Pernambuco (ZCpe).

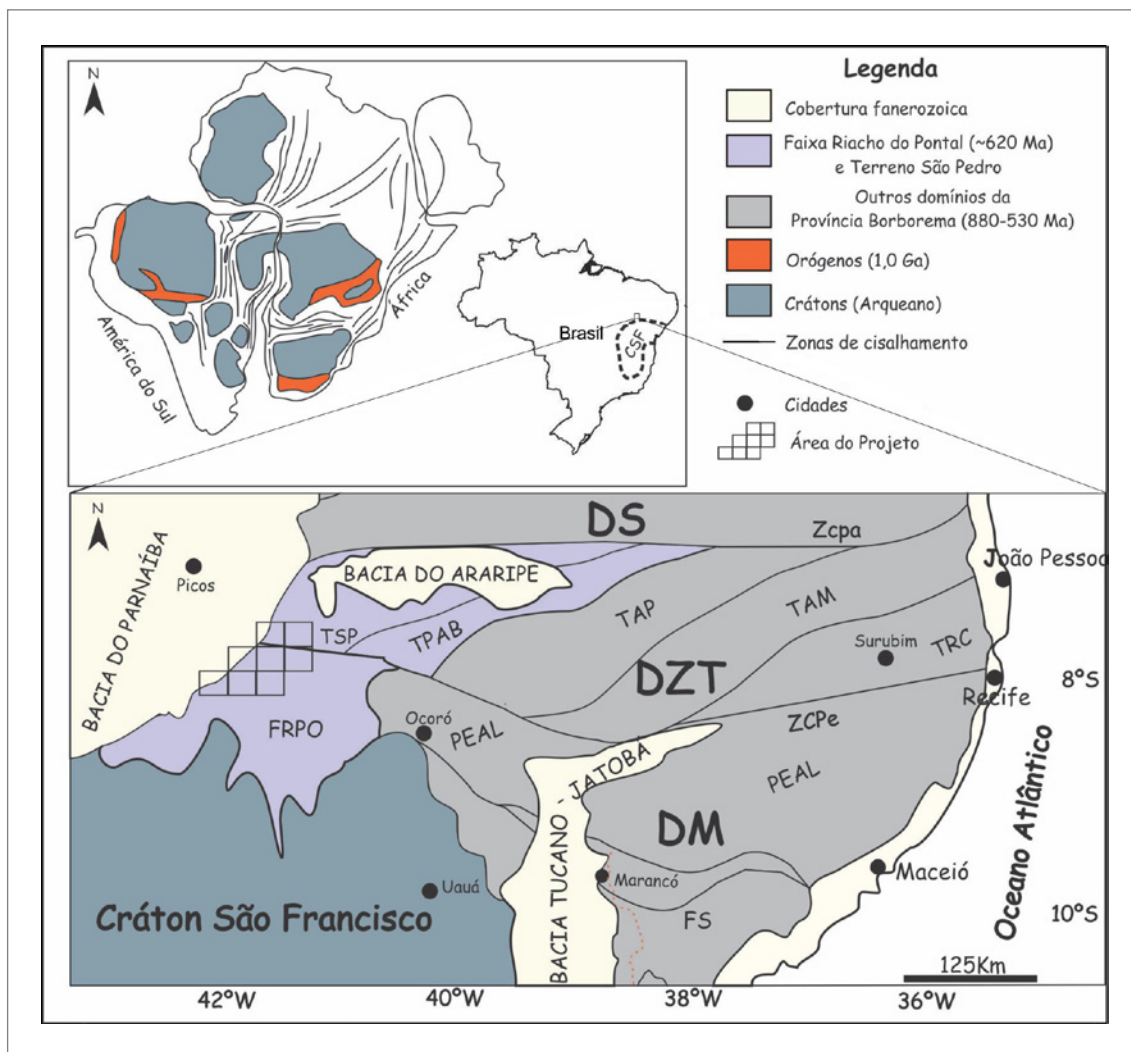
### 2.2.1. Arcabouço Geológico da Província Borborema

Em linhas gerais, a Província Borborema, geotectonicamente, subdivide-se em três grandes segmentos, que consistem nos domínios Setentrional, Zona Transversal e Meridional (ou Sul), os quais separados por descontinuidades estruturais regionais, correspondentes a grandes zonas de cisalhamento de direção E-W e caráter dextral, que são relativas aos lineamentos Patos e Pernambuco. No Domínio da Zona Setentrional, como antes frisado, são identificados os subdomínios Ceará Central, Rio Grande do Norte e Médio Coreau.

O Domínio da Zona Transversal, por sua vez, tem seus tratos representados pelos terrenos Alto Moxotó, Rio Capibaribe, Alto Pajeú, Piancó-Alto Brígida e São Pedro, enquanto o Domínio da Zona Meridional pelas faixas Riacho do Pontal e Sergipana, além do Terreno Pernambuco-Alagoas. Esses tratos apresentam ainda divisões internas, que apresentam características evolutivas diversas e idades distintas, com grande complexidade estrutural.

De modo geral a configuração interna da Província Borborema é dada por:

I) Um embasamento paleoproterozoico (2,35-2,0 Ga) com dois núcleos arqueanos, o primeiro correspondente ao Maciço São José do Campestre, do Subdomínio Rio Grande do Norte (SDRGN), com idade entre 3,2 e 3,45 Ga e com intrusões alcalinas de idade 2,76 Ga, enquanto o segundo representado pelo Maciço Tróia-Tauá no Subdomínio



**Figura 2.1** - Província Borborema e Cráton São Francisco. Principais terrenos estruturais dos domínios da Zona Transversal (DZT) e Meridional (DM) da Província Borborema: FS – Faixa Sergipana, TAP – Alto-Pajeú, PEAL – Pernambuco Alagoas, TRC – Rio Capibaribe, TAM – Terreno Alto Moxotó, FRPO – Faixa Riacho do Pontal, TSP – Terreno São Pedro, TPAB – Terreno Piancó-Alto Brigida. DS – Domínio Setentrional. Santos et al. (2000) conforme Caxito (2013).

Ceará Central (SDCC) de idade 2,7-2,8 Ga (DANTAS et al., 2004). O embasamento é composto por ortognaisses de composição TTG com paragnaisses e xistos;

II) Sequências metavulcanossedimentares paleo-mesoproterozoica desenvolvidas em ambientes extensionais (SÁ; MCREATH e LETERRIER., 1995), como a Faixa Orós-Jaguaribeaná (1,8 Ga) no Subdomínio Ceará Central (SDCC), e o magmatismo anarogênico (SÁ et al., 2002) de idade paleo-mesoproterozoica no Terreno Rio Capibaribe (TRC) no Domínio da Zona Transversal (DZT) (1,7-1,5 Ga);

III) Magmatismo e sedimentação no meso-neoproterozoico do Ciclo ou Orogênese Cariris Velhos (VAN SCHMUS et al., 2003; SANTOS et al., 2010), compreendendo rochas metassedimentares intrudidas por metagranitoides (augen gnaisses) ao longo de uma faixa linear sigmoidal de trend NE-SW, com aproximadamente ~1000 Km de extensão, no âmbito dos terrenos Alto-Pajeú (TAP) e Riacho Gravata (TRG) no Domínio

da Zona Transversal. No Domínio Meridional (DM) da Província Borborema, especialmente no terreno Poço Redondo-Marancó da Faixa Sergipana (FS) (CARVALHO, 2005; OLIVEIRA; WINDLEY e ARAÚJO, 2010) e na porção norte da Faixa Riacho do Pontal (JARDIM DE SÁ et al., 1988; VAN SCHMUS et al., 2003).

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 metamorfidadas. 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; WINDLEY e ARAÚJO, 2010; GANADE DE ARAÚJO et al., 2012);

V) Granitogênese brasileira, que pode ser subdividida em cinco estágios (SIAL, 1986; FERREIRA; SIAL e JARDIM DE SÁ, 1998; FERREIRA et al., 2004; VAN SCHMUS et al., 2003): Estágio I (640-610 Ma) - relacionado a um arco magmático continental (VAN SCHMUS et al., 2003); 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.

## 2.2.2. Domínio da Zona Transversal (DZT)

O Domínio da Zona Transversal da Província Borborema está limitado pelos lineamentos Patos (ao norte) e Pernambuco (ao sul), que, por sua vez, é subdividido em diversos terrenos. Na subdivisão aqui adotada (SANTOS 1996; SANTOS; OLIVEIRA E PAIVA, 1997; BRITO NEVES, 1983; BRITO NEVES et al. 2005, 2016) têm-se os terrenos: i) Rio Capibaribe (TRC), com blocos paleoproterozoicos e supracrustais metamorfizadas de idade toniana ou desconhecida (SANTOS et al. 2014); ii) Alto Moxotó (TAM), paleoproterozoico, com ortognaisses de alto grau e intercalações anfibolíticas, cálcio-silicatadas, xistosas e máfico-ultramáficas; iii) Alto Pajeú (TAP), gerado durante o evento Cariris Velhos (BRITO NEVES et al. 1995, 2000; KOZUCH, 2003), incluindo metagrauvacas com intercalações de ortognaisses e rochas vulcânicas; iv) Riacho Gravatá (TRG; CAMPOS NETO; BITTAR e BRITO NEVES. 1994; BITTAR, 1998), correspondente a uma faixa de supracrustais com metapsamitos e metapelitos associados a metavulcânicas e a uma leve contribuição carbonática; v) Piancó-Alto Brígida (TPAB), correspondente a uma faixa de dobramentos neoproterozoica formada por metassedimentos siliciclásticos (metaturbidíticos) e esparsos metaconglomerados metamorfizados em condições de baixo grau; vi) São José do Caiano (TSJC; BRITO NEVES et al. 2005), correspondente a uma região de embasamento paleoproterozoico provavelmente desmembrada do Domínio Rio Grande do Norte (Brito Neves et al. 2000; Santos et al. 1997); e vii) São Pedro (TSP). Com exceção do terreno Alto Moxotó, os demais terrenos do Domínio da Zona Transversal são intrudidos por uma importante província granítica brasileira que, segundo Santos et al. (2014), inclui corpos cálcio-alcalinos ou ricos em K (650-600 Ma), granitos peralcalinos e ultrapotássicos (590-570 Ma), além de granitos anorogênicos (540-520 Ma).

Na área do projeto o magmatismo mais representativo é o cálcio-alcalino de alto K, retratado principalmente pelos granitos das suítes Morrinhos e Itaporanga, que compõem a Supersuíte Itaporanga definida por Bizzi et

al. (2003). Inicialmente denominadas granitos tipo Itaporanga por Almeida; Leonardos e Valença (1967), essas rochas são caracterizadas pela presença de megacristais de feldspato potássico imersos uma matriz de composição principalmente quartzo monzonítica de granulação média a grossa, que inclui ainda vulcânicas riolíticas, que estão caracterizadas na unidade Morrinhos.

As suítes Morrinhos e Itaporanga, juntamente com grandes corpos granitoides indiferenciados, os complexos Granjeiro e Itaizinho e o Grupo Ipueirinha estão inseridas no Terreno São Pedro, o mais ocidental da Zona Transversal da Província Borborema e foco do presente trabalho.

### 2.2.2.1. Complexo Granjeiro

O Complexo Granjeiro ocorre sob a forma de um megasigmóide de direção grosso modo NE-SW, com estruturação sugestiva de fragmentos tectonicamente imbricados (GOMES, 2000).

O Complexo Granjeiro é constituído por duas associações litoestratigráficas distintas. A mais antiga é representada por uma sequência supracrustal que caracteriza uma associação vulcanossedimentar com horizontes químico-exalativos, comuns em ambientes de crosta oceânica (BIZZI et al., 2003). A segunda associação compreende ortognaisses tonalíticas a granodioríticas, com raras porções trondhjemiticas, que intrudem e assimilam parcialmente as rochas da associação anterior. Esses granitoides são datados em  $2,513 \pm 47$  Ma pelo método Pb-Pb, por evaporação de monocristais de zircão. Esse valor é considerado como idade mínima de cristalização de zircões relacionados à época de colocação do protólito ígneo dessas rochas. (SILVA et al., 1997). Fetter (1999), com base em idades-modelo no intervalo de 2,55 a 2,65 Ga obtidas nessas metaplutônicas, sugeriu que este seria um terreno juvenil remanescente de um provável sistema arco magmático-bacia oceânica. Sato; Almeida e Basei (2012) realizaram análises U/Pb realizadas em cristais de zircões de diversas tipologias obtendo idades para os corpos TTG de  $2319 \pm 19$  Ma para e  $677 \pm 94$  Ma para o metamorfismo. Nas metabásicas da sequência vulcanossedimentar as idades obtidas foram de  $2121 \pm 19$  Ma, além de uma idade considerada de metamorfismo de  $572 \pm 24$  Ma.

O modelo geológico de evolução tectônico descrito por Gomes et al. (2000) envolve um protocontinente arqueano submetido a movimentos extensionais, causando estiramento e rifteamento, que propiciaram a formação de bacias, algumas com a participação de assoalho oceânico, posteriormente preenchidas com sedimentação. Associados a esta abertura, ocorreram manifestações magmáticas vulcânicas, sendo iniciada uma interação manto-crosta, resultando na diferenciação magmática com granitoides cálcio-alcalinos.

Bizzi et al. (2003) levantaram a possibilidade da faixa Granjeiro representar uma extensão do Terreno São José do Campestre do Domínio Setentrional, embora não haja registros de rochas mais antigas que 2,54 Ga. Por outro lado, a presença de zircões clásticos no Complexo Lavras de Mangabeira com 3,2 Ga (SILVA et al., 1997) sugere a ocorrência de rochas com esta idade, o que induz à existência de um núcleo antigo, talvez similar ao núcleo Bom Jesus—Presidente Juscelino do Terreno São José do Campestre.

A sequência vulcanossedimentar do complexo constitui um conjunto litológico formado por metamáficas anfibolitizadas, tufo máficos, félsicos e rochas metaultramáficas associadas a gnaiss, xisto, rocha calcissilicática, metacalcário, quartzito, formação ferrífera bandada e metachert, caracterizando uma associação vulcanossedimentar, portadora de horizontes químico-exalativos, podendo tratar-se de remanescente de crosta oceânica antiga (VASCONCELOS e GOMES, 1998; GOMES e VASCONCELO, 2000). Dias e Silva (2009) e Costa (2010), com base em estudos litoquímicos, descreveram, por sua vez, essa associação do Complexo Granjeiro como remanescente de ambiente de arco vulcânico e/ou de bacia retro-arco. Pitarello (2015) estudou as formações ferríferas e rochas metamáficas e metaultramáficas do Complexo Granjeiro e, para as últimas, sugeriu derivação a partir de magmas komatiíticos e/ou boniníticos.

As metaplutônicas arqueanas constituem um importante evento magmático plutônico, representado por uma associação tonalito-granodiorítica, com subordinada presença de termos trondhjemiticos, linhagem calcialcalina, derivação mantélica e de provável ambiência de arco magmático (VASCONCELOS E GOMES, 1998).

Estudos em mineralizações de ferro (COSTA, 2010), permitiram a identificação de dois tipos de gênese associadas às concentrações do ferro.

O tipo I é uma formação ferrífera bandada (BIF) do tipo Algoma. Trata-se de um sedimento químico, que ocorre intercalado em metagabros e metabasaltos, metamorfizado na fácies anfibolito e constituído pela alternância entre bandas de magnetita e bandas de quartzo e anfibólio (série grunerita-cumingtonita). Pitarello (2015) sugere a divisão, em termos de mineralogia e geoquímica de elementos maiores, em duas fácies distintas, classificadas de acordo com o mineral metamórfico dominante, para a área de estudo: i) magnetita meta-BIF; ii) grunerita meta-BIF. As duas fácies podem ser representantes metamórficas das prováveis fácies sedimentares: i) fácies óxido; ii) fácies silicato e/ou carbonato. As rochas descritas como magnetita meta-BIF e grunerita meta-BIF apresentam características mineralógicas e geoquímicas típicas de sedimentos químicos precipitados a partir da água do mar, com alguma contribuição de fluídos hidrotermais de alta temperatura.

O tipo II é tectono-controlado, que ocorre disseminado, lenticular, laminado ou brechoide. A rocha resultante foi definida como ironstone hidrotermal e apresenta sulfetos de Cu e teores anômalos de Au associados. Estas rochas preenchem os planos de foliação das rochas metamáficas encaixantes. Estes ironstones hidrotermais, que envolvem as rochas metamáficas com diferentes graus de alteração hidrotermal, desenvolvem uma mineralogia rica em biotita, Fe-anfibólio, K-feldspato, granada, turmalina, zirconita, allanita, magnetita e sulfetos.

### 2.2.2.2. 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, metcalcários, rochas calcissilicáticas e anfibolitos (BIZZI et al., 2003). Seus litotipos estão intensamente milonitizados e paralelizados às faixas cisalhadas transcorrentes relativas ao Lineamento Pernambuco que apresenta direção E–W e cinemática dextral. O Complexo Itaizinho está localizado na extremidade ocidental do Domínio da Zona Transversal da Província Borborema (Terreno São Pedro), onde configura uma faixa alongada grosso modo E-W, a qual parcialmente encoberta pelos sedimentos da Bacia do Araripe na porção oriental. Seus contatos meridionais são balizados em grande parte pelo Lineamento Pernambuco, contactando mais a leste metagranitoides do denominado Bloco Icaçara e rochas do Grupo Cachoeirinha, ambos integrantes do Terreno Piancó-Alto Brígida. A norte a unidade é limitada pelas rochas do Complexo Granjeiro e a leste pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba (BIZZI et al. 2003).

### 2.2.2.3. Grupo Ipueirinha

A faixa metavulcanossedimentar aqui denominada Grupo Ipueirinha, aflorante no estado do Piauí e no âmbito do terreno São Pedro, foi primeiramente denominada Grupo Cachoeirinha por Melo e Vasconcelos (1991) e Ribeiro e Vasconcelos (1991), devido à sua semelhança com a unidade homônima definida no Ceará (BARBOSA; BAPTISTA e COELHO, 1970). Trabalhos mais recentes desenvolvidos no Grupo Cachoeirinha neste estado revelaram que esses metassedimentos, de idade entre 660 e 620 Ma (U-Pb em zircão; KOZUCH, 2003; MEDEIROS, 2004), teriam se depositado em uma bacia formada em regime tectônico convergente (Medeiros e JARDIM DE SÁ, 2009). O então Grupo Cachoeirinha (hoje Grupo Ipueirinha) definido por Melo e Vasconcelos (1991) e Ribeiro e Vasconcelos (1991) no estado do Piauí foi descrito como uma sequência predominantemente metassedimentar (sericita-clorita

xistos e clorita xistos) com alguma contribuição vulcânica (clorita-albita xistos), por vezes associada a quartzitos e corpos ultramáficos serpentinizados. Apesar da similaridade desta última sequência com o Grupo Cachoeirinha originalmente definido no Ceará por Barbosa; Baptista e Coelho (1970), Ribeiro & Vasconcelos (1991) sugeriram sua possível correlação com o Grupo Orós (MACEDO; SÁ e KAWASHITA, 1988), depositado no Paleoproterozoico em ambiente ensialico e regime tectônico extensional (CAVALCANTE, 1999). Gomes (2000) propôs o nome Sequência Ipueirinha para designar a faixa metavulcanossedimentar do terreno São Pedro, e preconizaram sua possível correlação com Grupo Orós. O termo Unidade Ipueirinha foi posteriormente introduzido por Bizzi et al. (2003) e adotado pela CPRM no Mapa Geológico do Estado do Piauí. Neste Projeto é proposta a elevação hierárquica da Unidade Ipueirinha à categoria de Grupo, bem como sua subdivisão em formações e membros.

### 2.2.3. Domínio Meridional (DM)

Como relatado anteriormente, este domínio constitui um dos três principais compartimentos tectônicos que segmentam a Província Borborema, o qual é balizado a norte pelo Lineamento Pernambuco, que o separa do Domínio da Zona Transversal, e limitado a sul pelas unidades do Craton São Francisco. Internamente é encoberto por sedimentos fanerozoicos relativos ao rift Tucano-Jatobá, que o divide longitudinalmente em duas partes, tendo seus limites ocidentais e orientais, respectivamente, bordejados por sedimentos da bacia intracratônica do Parnaíba e de bacias de margem passiva costeiras. O Domínio Meridional da Província Borborema tem entre seus principais compartimentos estruturais o Terreno Pernambuco-Alagoas e as faixas dobradas Sergipana e Riacho do Pontal, esta última detalhada a seguir.

#### 2.2.3.1. Faixa Riacho do Pontal

A denominação Faixa Riacho do Pontal foi dada por Brito Neves (1975), quando este autor descreveu a faixa dobrada brasileira, localizada na margem norte do Cráton São Francisco. Como antes citado, essa faixa tem seus limites setentrionais balizados pelo 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).

Oliveira (2008) divide a Faixa Riacho do Pontal em três zonas tectônicas principais, com base na avaliação de dados gravimétricos e magnetométricos: 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 2.2).

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 de rochas ligadas às unidades metavulcanossedimentares dos complexos Paulistana e Santa Filomena. Na sua porção ocidental ocorre o Complexo Brejo Seco com os corpos intrusivos máfico-ultramáficos de Brejo Seco e São Francisco de Assis (GAVA; MONTES e OLIVEIRA, 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 com zonas de cisalhamento transcorrente tardias de direção E-W. Seus terrenos são sustentados basicamente pela sequência metavulcanossedimentar do Complexo Monte Orebe (ANGELIM, 1988; MORAES, 1992; CAXITO, 2013; CAXITO et al., 2014).

III) Zona Externa: Caracterizada por um sistema de nappes vergentes para sul, compostos pelas supracrustais do Grupo 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 Aldeia, Serra do Caboclo e Massapé).

#### 2.2.3.1.1. Complexo Morro do Estreito

O Complexo Morro do Estreito, formado por ortogneisses e migmatitos com restos de rochas supracrustais, constitui o embasamento da Faixa Riacho do Pontal (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 tectônico para WSW, refletindo um choque oblíquo contra o Cráton São Francisco ou mesmo escape lateral de blocos associado a uma tectônica compressiva para sul.

Brito Neves; Van SCHNUS e Angelim, (2015) realizaram estudos isotópicos de Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb nestas rochas do embasamento. Os autores apresentaram idades arqueanas da ordem de 2650 – 2600 Ma no método Rb-Sr, enquanto as determinações do método Sm-Nd valores de idades TDM arqueanas e valores de  $\epsilon_{Nd}(0)$  negativos (-35). As datações através do método U-Pb, por sua vez, forneceram idades entre 2,6 e 2,7 Ga. Esses últimos valores são compatíveis com aqueles apontados pelo método Rb-Sr, confirmando que as rochas do embasamento são arqueanas tectonicamente retrabalhadas por processos sobrepostos do Criogeniano/Ediacarano. No geral, predominam feições tectônicas associadas ao



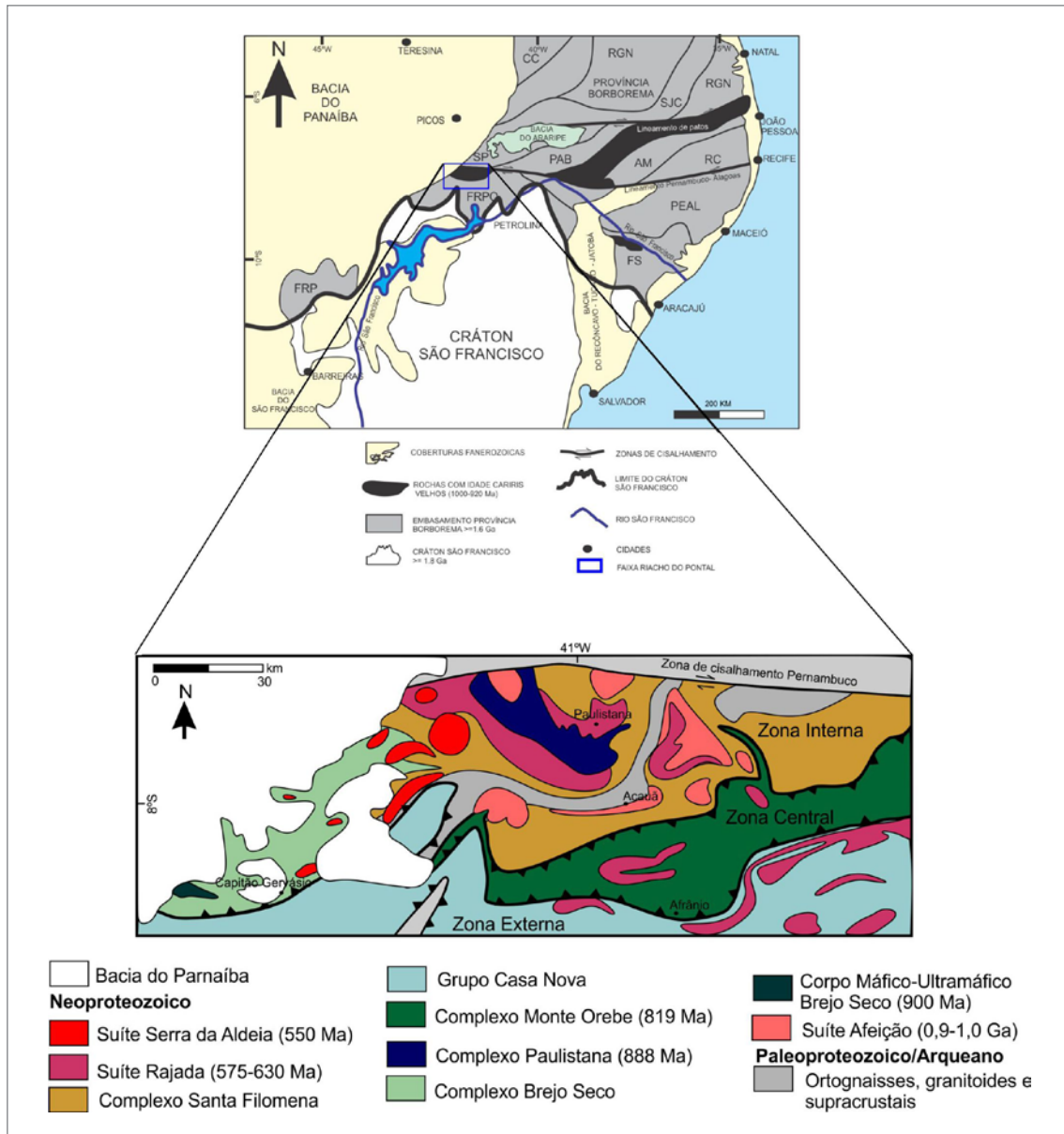


Figura 2.2 - Mapa geológico regional da Faixa Riacho do Pontal e limites do Cráton São Francisco, conforme Caxito (2013).

shearing do Lineamento Pernambuco do final do Neoproterozoico, retratadas por augen gnaisses miloníticos a protomiloníticos desenvolvidos sobre granitoides intrusivos do Bloco Icaíçara, que, conforme Gomes e Vasconcelos (2000) é composto por unidades essencialmente paleoproterozóicas, com protólitos arqueanos, relativas aos complexos Parnamirim e Barro.

De acordo com Brito Neves, Van Schnus e Angelim (2015), as rochas do Complexo Morro do Estreito originalmente fizeram parte de um bloco maior (microplaca), que ao norte do Lineamento Pernambuco estaria representada pelos altos do embasamento (inliers) definidos pelo Bloco Icaíçara, uma sequência em parte arqueana com granitoides TTG, o qual, juntamente com os tratos do Complexo Morro do Estreito, formam os terrenos além-país ao norte da Faixa Riacho do Pontal.

### 2.2.3.1.2. Complexo Paulista

A sequência metavulcanossedimentar que compõe o Complexo Paulista regionalmente ocorre ao longo do eixo de uma grande estrutura antiformal, em cujo centro encontra-se um corpo de granito porfirítico (augen gnaiss) da Suíte Afeição (GOMES e VASCONCELOS, 1991). O complexo é essencialmente metasedimentar, pelítico, com ocorrências subordinadas de rochas metamáficas e metaultramáficas, ambas de provável natureza vulcânica, além de intrusivas metagábricas e xistos migmatizados localmente com mobilizados leucograníticos. A fácies metamórfica atribuída a unidade é variável do xisto-verde ao anfíbolito, compreendendo suas principais litologias micaxistos com cordierita e aluminossilicatos (sillimanita e cianita,

principalmente), metacherts, quartzitos e quartzo xistos, além de lentes de anfibolitos, xistos máficos e ultramáficos. As rochas máficas do Complexo Paulistana, em parte anfibolitizadas, apresentam caráter toleítico e são interpretadas como formadas em ambiente de rift continental (CAXITO, 2013).

Gomes e Vasconcelos (1991) indicaram, entretanto, um caráter cálcio-alcálico predominante para as rochas metamáficas da unidade, com membros toleíticos subordinados e correlacionados a ambientes intraplaca. Gomes e Vasconcelos (1991) compararam seus resultados analíticos com os dados de Gava; Montes e Oliveira (1984) para rochas análogas do Complexo Morro Branco, apontadas por esses autores como rochas de caráter cálcio-alcálico formadas em ambiente de arco magmático. As rochas do Complexo Paulistana estão associadas a um antiforme de direção NW-SE, que deflete para NE-SW na sua aproximação à zona de cisalhamento do Lineamento Pernambuco, que constitui o limitador dos seus contatos setentrionais. Estudos isotópicos realizados por Brito Neves; Van Schnus e Angelim, (2015) apresentaram idade toniana ( $920 \pm 6$  Ma) para as rochas metassedimentares do complexo e metamorfismo em  $658 \pm 15$  Ma.

### 2.2.3.1.3. Complexo Santa Filomena

As rochas da unidade geralmente ocorrem metamorfiadas em condições de fácies xisto verde médio a anfibolito alto e com padrão estrutural complexo, apresentando pelo menos duas gerações de foliações secundárias associadas a geração de sistemas de dobramentos apertado e recumbente, respectivamente. Diferentemente do Complexo Paulistana, onde são relativamente abundantes, intrusões de metágneas ocorrem de forma muito esporádica no Complexo Santa Filomena (CAXITO, 2013).

O Complexo Santa Filomena, integrado a Zona Interna da porção norte da Faixa Riacho do Pontal e adjacente à plataforma do além-país, caracteriza-se pela ocorrência de litologias semelhantes aos litotipos da Formação Barra Bonita do Grupo Casa Nova (BRITO NEVES; VAN SCHNUS E ANGELIM, 2015), sendo constituído por mica xistos com proporções variadas de aluminossilicatos, granada, estaurolita, cordierita e oligoclásio, muscovita-quartzitos, mármore calcíticos e raras lentes de metamáficas (CAXITO, 2013). Apresenta vários sheets graníticos a duas micas, associados com a tectônica tangencial, os quais pertencentes a Suíte Rajada.

Estudos isotópicos realizados por Brito Neves et al. (2015) constataram que nas rochas do Complexo Santa Filomena perto do além-país (Complexo Morro do Estreito – Bloco Icaçara), predominam zircões paleoproterozoicos e arqueanos (1,8 a 2,6 Ga), sendo ainda constatado predominância de zircões estenianos e tonianos

(974 a 1054 Ma) mais internamente à Faixa Santa Filomena e mais distante do além-país. Nas porções mais distais da plataforma além-país, amostras do Complexo Santa Filomena forneceram além de zircões arqueanos, paleoproterozoicos, estenianos e tonianos, vários zircões detríticos com idades em sua maior parte do Neoproterozoico, com pico entre 750 a 800 Ma.

### 2.2.3.1.4. Complexo Brejo Seco

O Complexo Brejo Seco, como definido originalmente, é composto por metarritmitos finamente laminados, mica xistos, grafita xistos, filitos, metacherts, quartzitos, metabasaltos, metavulcânicas intermediárias ácidas e metatufos, além de metaplutonitos ultramáficos. Marimon (1990) propôs a divisão da unidade em três domínios, sendo eles domínios vulcânico, turbidítico e arenítico. Esta mesma autora sugeriu ainda, que por diferenciação e acumulação de cristais, possa ter sido formado rochas plutônicas cumuláticas (metaperidotitos, metatroctolitos e metagabros) geradas a partir de um magma parental de basaltos toleíticos (vulcanismo máfico). Verma e Oliveira (2015), por sua vez, indicaram um ambiente de arco de ilha para as rochas vulcânicas do Complexo Brejo Seco.

As rochas plutônicas máfico-ultramáficas de Brejo Seco estão associadas a uma intrusão diferenciada acamadada, mineralizada em Ni, Cu, Fe e Ti, que ocorrem intrusivas nas rochas metavulcanossedimentares do Complexo Brejo Seco. Salgado (2014) indica um ambiente intracontinental para a formação do complexo acamadado, intrudido em mais ou menos 900 Ma, contrapondo-se à Marimon (1990), que indica uma origem ofiolítica. Para a sequência metavulcanossedimentar Brejo Seco, Caxito (2013) corrobora sua correlação com uma sequência ofiolítica, a qual denomina como Complexo Morro Branco.

Salgado (2014) reconhece quatro zonas principais formando o corpo intrusivo de Brejo Seco, que são a Zona Máfica Inferior (leucotroctolitos), Zona Ultramáfica (dunitos com troctolitos subordinados), Zona Máfica Transicional (leuco e mesotroctolitos) e a Zona Máfica Superior (gabros e anortositos).

A intrusão de Brejo Seco é composta por gabros e troctolitos, dunitos serpentizados, troctolitos bandados, olivina gabros, gabros acamadados, leucogabros e anortositos, sendo identificados nas suas porções superiores níveis enriquecidos em ilmenita e magnetita indicando inversão estratigráfica das rochas da unidade, que é atribuída à tectônica superimposta (MARIMON, 1990; SALGADO, 2014). Os contatos do corpo intrusivo de Brejo Seco com as rochas da sequência metavulcanossedimentar homônima são admitidos como basicamente controlados por zonas de cisalhamento contracionais.

Uma intrusão máfico-ultramáfico individualizado a nordeste do corpo de Brejo Seco na Folha Riacho Queimadas, composto por gabros e serpentinitos e nomeado São Francisco de Assis, é correlacionado por Caxito (2013) a intrusão de Brejo Seco, que a reconhece como uma nova manifestação magmática dessa natureza na Faixa Riacho do Pontal.

### 2.2.3.1.5. Complexo Monte Orebe

O Complexo Monte Orebe corresponde a uma sequência metassedimentar com associação de rochas metavulcânicas básicas e metaultramáficas, representadas por xistos verdes a actinolita, anfíbolitos e metatufos, que ocorrem intercalados com metagrauvas e quartzo xistos (Caxito et al., 2014).

Santos e Caldas (1978) e Angelim (1988) subdividiram o complexo em duas unidades, uma essencialmente constituída por metavulcânicas básicas e metaultramáficas com metassedimentos subordinados e a outra basicamente metassedimentar, formada por micaxistos, 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 da unidade (CAXITO, 2013). De acordo com Moraes (1992), as rochas máficas e ultramáficas de Monte Orebe estariam relacionadas a ambientes de fundo oceânico, o que foi corroborado por Caxito et al. (2014) através de estudos litogeoquímicos nas rochas metamáficas do Complexo Monte Orebe, que corresponderiam a basaltos toleíticos formados num ambiente de cadeia meso-oceânica.

Estudos isotópicos pelo método U-Pb foram realizados por Brito Neves; Van Schnus e Angelim (2015) em várias rochas do Complexo Monte Orebe. Segundo esses dados, nos metatufos máficos foram identificados zircões detríticos do Paleoproterozoico (um grão), do Mesoproterozoico (vários grãos), zircões de idade no limite Esteniano-Toniano (quatro grãos), e, o caso mais interessante, a presença de zircões com idades do Criogeniano, os mais jovens, datados em 700 Ma. Nos metatufos félsicos foram detectados alguns zircões do Arqueano, e do Paleoproterozoico, e, decisivamente, uma elevada quantidade de zircões do Neoproterozoico. Essas últimas determinações permitem estipular uma faixa de idade entre 650 Ma e 850 Ma para sedimentação de pelo menos parte das rochas do Complexo Monte Orebe. No quartzoxisto foram encontrados zircões detríticos de fases do Arqueano (muito poucos grãos), do Paleoproterozoico (poucos grãos), sendo registrado, entretanto, para maior parte deles idade toniana inferior ( $996 \pm 5$  Ma). O metapsamito apresentou uma grande dispersão de dados, com zircões paleoproterozoicos, mesoproterozoicos e neoproterozoicos.

### 2.2.3.1.6. Suíte Intrusiva Afeição

A Suíte Afeição é composta de augen gnaisses e granitos porfiríticos, que intrudem as supracrustais dos complexos Paulistana, Santa Filomena e Brejo Seco, assim como ortognaisses do Complexo Morro do Estreito.

A Suíte Afeição apresenta grande significado para o entendimento tectônico da Faixa Riacho do Pontal, em função da sua idade entre 960-1000 Ma, compatível com a Orogênese Cariris Velhos (CAXITO, 2013; CAXITO; UHLEIN E DANTAS, 2014b). Uma nova determinação U-Pb (LA) realizada por Brito Neves; Van Schnus e Angelim, (2015) em ortognaisses aflorantes na Fazenda Afeição indicou idade de  $942 \pm 11$  Ma para a unidade.

### 2.2.3.1.7. Grupo Casa Nova

Este grupo reúne as rochas supracrustais da Zona Externa da Faixa Riacho do Pontal. O grupo é formado por duas unidades, as formações Barra Bonita e Mandacaru, a primeira constituída por rochas metapelíticas, muscovita quartzitos, mármore e calcissilicáticas, enquanto a segunda composta por intercalações entre mica xistos e metagrauvas. A Formação Mandacaru, por sua vez, é dividida ainda em dois membros, ou seja, Alfavaca, reunindo metagrauvas quartzosas e níveis xistosos, e Arizona, formada por intercalações rítmicas entre metagrauvas e xistos, localmente biotita gnaisses (SANTOS e SILVA FILHO, 1990).

Brito Neves; Van Schnus e Angelim (2015) através de estudos isotópicos em zircões pelo método U-Pb de uma amostra de biotita gnaiss da Formação Mandacaru encontraram zircões detríticos com idades extremamente variadas, com populações do Arqueano, de todo os sistemas do Paleoproterozoico, uma grande concentração em torno do Toniano-Esteniano (ca. 1000 Ma) e uma população claramente neoproterozoica (> 640 Ma). Já em relação a uma amostra de metagrauva da Formação Barra Bonita, as datações a partir de uma pequena quantidade de zircões definiram quatro populações bem destacadas, sendo uma paleoproterozoica (pequena) e as três outras do Neoproterozoico (ca. 900 Ma, ca. 750 Ma e ca. 650 Ma). Brito Neves; Van Schnus e Angelim (2015), com base nesses dados, enfatizam uma idade neoproterozoica para o Grupo Casa Nova.

### 2.2.3.1.8. Suíte Intrusiva Rajada

A Suíte Rajada é constituída por metagranitoides a duas micas, que ocorrem na forma de pequenos corpos tabulares intrusivos com espessuras 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, exibindo suas rochas maior complexidade deformacional no âmbito das zonas Central e Interna da Faixa Riacho do Pontal.

Isócronas Rb-Sr, centradas nos valores de  $743 \pm 59$  e  $539 \pm 25$  Ma são estimadas, respectivamente, como idades 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; Van Schnus e Angelim (2015), por sua vez, obtiveram para granitos da unidade uma isócrona Rb-Sr com idade de 635 Ma com erro elevado de 10%. Idades U-Pb de  $625 \pm 8$  Ma,  $620 \pm 8$  Ma,  $636 \pm 15$  Ma, foram obtidas 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).

#### 2.2.3.1.9. Complexo Lagoa das Contendas

Trata-se de um complexo metavulcanossedimentar definido no Terreno Alto Moxotó por Santos (1998). Predominam biotita gnaisses e granada-muscovita-biotita gnaisses, localmente com aspecto migmatítico. Ocorrem de forma subordinada extensos horizontes de quartzitos a muscovita ou puros, lentes de rochas calcissilicáticas com quartzo, feldspatos e diopsídio, e de mármore bandados, além de gnaisses quartzo-feldspáticos, biotita-granada xistos e raras lentes de anfíbolitos. A unidade está intensamente deformada e transposta em razão da proximidade com o Lineamento Pernambuco. Santos; Vas Schnus e Brito Neves (1994), obtiveram idade U-Pb em zircão de  $1.012 \pm 18$  Ma para este complexo.

#### 2.2.3.1.10. Complexo Salgueiro

O Complexo Salgueiro, definido no Terreno Piancó-Alta Brígida por Santos (1998), trata-se de uma seqüência eminentemente terrígena pelítica com restrita contribuição química e vulcanogênica, da fácies anfíbolito médio a alto. Compõe-se, segundo Santos (1998), de granada-muscovita-biotita xistos, sillimanita-granada-biotita xistos mais ou menos migmatizados, metassilitos, metarenitos, metarritmitos com intercalações de seqüências ferríferas bandadas e raras metavulcânicas ácidas e intermediárias. As características litológicas deste grupo são algo similar às do Grupo Cachoeirinha, também definido no Terreno Piancó-Alta Brígida e a

oeste do Complexo Salgueiro, embora num grau metamórfico mais elevado. Angelim e Kosin (2001), com base na similaridade entre as duas unidades atribuíram ao Grupo Salgueiro a mesma idade do Grupo Cachoeirinha, o qual reportado ao Criogeniano a partir de uma datação de U-Pb em zircão obtida em riolito pórfiro (~730 ma).

#### 2.2.3.1.11. Suítes Intrusivas Serra da Aldeia e Serra do Caboclo

São granitos tardi a pós-colisionais de linhagem principalmente alcalina, representando as últimas expressões de magmatismo na Faixa Riacho do Pontal. As rochas, em geral, ocorrem formando plútons com formas ovaladas a circulares, sendo isotrópicas, localmente com orientações de fluxo magmático marcadas por alinhamento mineral.

As unidades são compostas por biotita-hornblenda granitos (os mais frequentes), hornblenda sienitos, granitos subalcalinos e aegirina-augita granitos, com tipos exibindo texturas rapakivíticas. A colocação dos plútons ocasionou padrões de deformação nas rochas encaixantes (GAVA; MONTES E OLIVEIRA, 1984; PLÁ CID et al, 2000).

As rochas da suíte Serra do Caboclo são compostas principalmente por quartzo sienitos e alcalifeldspato granitos, considerados de fonte mantélica, com fácies a hornblenda e sem hornblenda. Nas intrusões observadas nas rochas do Complexo Monte Orebe apresentam riqueza de xenólitos com as mais variadas formas e graus de assimilação. Ferreira (1995) se refere às rochas das unidades como provenientes de uma fonte mantélica enriquecida em elementos incompatíveis, com profundidade de fusão da ordem de 30 km.

#### 2.2.3.1.12. Suíte Massapê

É formada por rochas máfica-ultramáficas alcalinas, que ocorrem sob forma de diques e bolsões de diopsídio-apatita-vermiculita pegmatíticos, estes constituindo o minério de vermiculita lavrado pela empresa Eucatex por vários anos. Santos e Brito Neves (1984), com base em relatório de Caldasso et al. (1973) descreveram a ocorrência associada ao depósito como uma "intrusão subcircular de perkinitos, assemelhados à variedade bebedourito, com variações para lamprófiros sieníticos dos tipos minnete ou vogesito".

A forma da intrusão é considerada como a de um corpo alongado na direção NE-SW, mas Santos e Brito Neves (1984) a descrevem com uma intrusão semicircular, o que é coerente com uma intrusão rasa e tardia na história orogênica da faixa Riacho do Pontal.

### 3. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1. COMPLEXO GRANJEIRO (A4G)

O Complexo Granjeiro, de idade neoarqueana, distribui-se de forma expressiva nos limites das folhas Simões e Patos, na porção ocidental do Domínio da Zona Transversal. Suas faixas de ocorrência, que ocorrem parcialmente encobertas por sedimentos da Bacia do Araripe, se estendem desde as folhas 1:100.000 Patos e Simões, na área do Projeto, até as folhas Cedro e Cajazeira, a NE, balizadas por grandes zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais.

O complexo Granjeiro apresenta contato com o Complexo Itaizinho a sul através de uma tectônica transcorrente de alto ângulo, representada pelo Lineamento Pernambuco. Embora apresentem semelhanças no tocante ao grau metamórfico e a tectônica deformacional, os constituintes litológicos possuem diferenças significativas. Enquanto as rochas gnáissicas do Complexo Granjeiro apresentam afinidade TTG e suas supracrustais greenstone, com intensa atividade exalativa e vulcanismo máfico expressivo, os gnaisses do Complexo Itaizinho são orto e para-derivados, com suas vulcânicas de natureza mais ácida, além de apresentar uma baixa contribuição de supracrustais.

Os contatos geológicos com as rochas do Grupo Ipueirinha, que ocorrem sobrepostas aos litotipos do Granjeiro, são interpretados como discordantes. No quadrante NE da Folha Simões a unidade Granjeiro é recoberta por rochas sedimentares fanerozoicas da Bacia do Araripe.

Além da associação de ortognaisses TTG (A4Yg), outras sequências do Complexo com faixas individualizadas na carta geológica incluem uma unidade migmatítica (A4Ygm), além de contextos relacionados a unidade metavulcanossedimentar de natureza greenstone, ou seja, quartzitos (A4gq), rochas metaltramáficas (A4gmu) e formações ferríferas bandadas (A4gf). Outras unidades associadas ao Complexo Granjeiro e não delimitadas em função da escala de trabalho incluem granitoides sienograníticos, que ocorrem intrusivos tanto nos ortognaisses TTG como nas supracrustais, além de rochas metamáficas, também correlacionadas à sequência greenstone.

Os ortognaisses TTG (A4Yg) representam a maior área de exposição do Complexo Granjeiro. Apresentam estruturação predominante NE-SW e ocorrem intensamente afetados tanto por zonas de cisalhamento E-W, quando próximos ao Lineamento Pernambuco, quanto

por zonas de cisalhamento de direção NE-SW, desenvolvendo deste modo corpos tectonicamente imbricados, paralelizando contatos entre os litótipos constituintes.

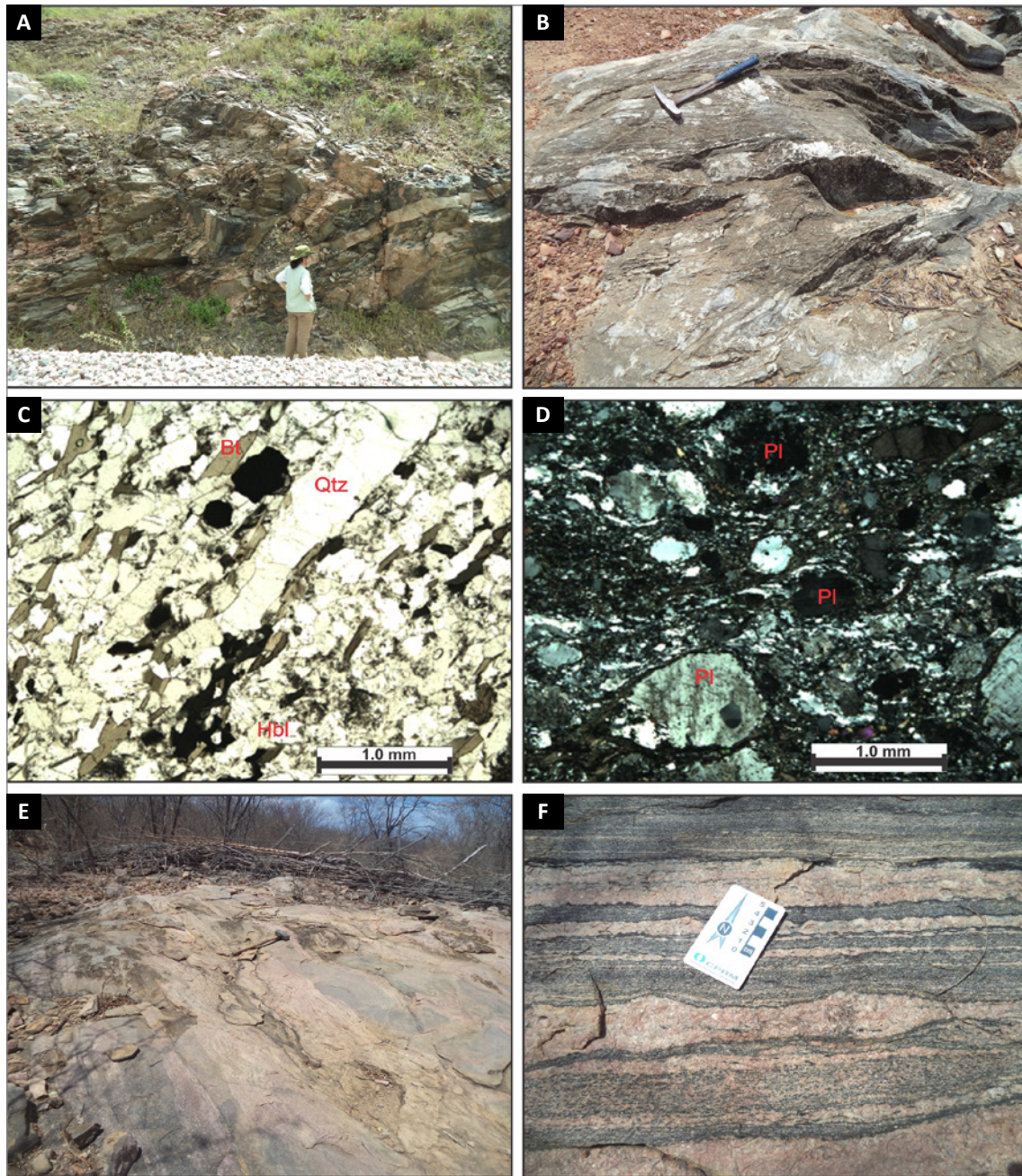
##### 3.1.1. Ortognaisses TTG (A4Yg)

Unidade predominante do Complexo Granjeiro, os contatos dos ortognaisses TTG com as sequências migmatíticas dão-se de modo difuso, concordantes a subconcordantes, até mesmo gradativo, enquanto que com as unidades metavulcanossedimentares greenstone ocorrem de forma discordante, em geral, limitadas por zonas de cisalhamento.

Os ortognaisses de composição TTG (Figuras 3.1A e B) apresentam como características marcantes a coloração cinza e um notável bandamento metamórfico. Petrograficamente são tonalitos e granodioritos com mineralogia essencial incluindo plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita e anfibólio. Os granitoides de natureza trandjemítica são raros.

O bandamento metamórfico apresenta espessura milimétrica a centimétrica, com alternância de bandas claras, ricas em quartzo e plagioclásio, com o feldspato potássico subordinado (embora ocorram de modo mais significativo em zonas potassificadas), e bandas escuras foliadas, formadas por minerais máficos, como biotita, anfibólio, epidoto e piroxênio (Figura 3.1C). A granulação geralmente é fina a média, raras vezes atingindo granulação grossa. Os ortognaisses TTG são rochas bem foliadas, com lineação bem definida, e geralmente apresentam texturas miloníticas (Figura 3.1D) a ultramiloníticas nas zonas de cisalhamento, nas quais podem desenvolver-se fitas de quartzo e sombras de pressão, além de estruturas S-C indicativas de movimentações comumente dextrais, condizente com a estruturação regional. Por vezes, a foliação milonítica encontra-se crenulada, exibindo dobras assimétricas com vergência para sul.

Petrograficamente, as rochas apresentam uma matriz de granulação fina a média, formada por plagioclásio associado a quartzo, epidoto e biotita, onde o primeiro também se destaca como porfiroclastos com até 4,0 mm. Usualmente os porfiroclastos são arredondados e recobertos por alteração moderada, que resulta em sua substituição parcial por epidoto, argilo-minerais, sericita e carbonato. Alguns cristais de plagioclásio exibem zoneamentos concêntricos e maclas do tipo Carlsbad, corroborando sua natureza ígnea.



**Figura 3.1** - A) Afloramento em corte de ferrovia dos ortognaisses TTG cisalhados, localizados próximos a zonas de cisalhamento regionais – DS-R-13; B) Coloração cinza característica em rocha TTG dobrada de forma recumbente e com eixo subverticalizado – CB-R-75; C) Fotomicrografia com a associação mineralógica comum em rocha TTG e orientação mineral segundo a foliação principal da rocha; luz transmitida, polarizadores paralelos, aumento 4x – DS-R-11 – Bt = biotita; Hb = hornblenda; Qtz = quartzo; D) Fotomicrografia com detalhe da textura milonítica das rochas TTG, que apresentam porfiroclastos de plagioclásio rotacionados em meio a matriz recrystalizada com forte redução granulométrica. Luz transmitida, polarizadores cruzados, aumento 4x – DS-R-04 – Pl = plagioclásio; E) Afloramento em lajedo dos ortognaisses migmatíticos, mostrando a distinção entre mesossoma cinza e leucossoma róseo – CB-R-03; F) Detalhe dos migmatitos, com formação de leucossoma, melanossoma e paleossoma definindo estrutura estromática em metatexito – CB-R-06.

O feldspato potássico, que também pode se destacar como fenocristais em meio à matriz, exibe formas hipidiomórficas e muitas vezes com crescimento secundário em suas bordas. Também apresenta sericitização e demonstra maclas entrecruzadas albíta-periclina. Parte do feldspato potássico, entretanto, substitui os feldspatos

ígneos ao longo de fraturas e bordas ou por substituição total, emprestando aspecto sujo aos novos cristais, os quais vinculados às zonas potassificadas.

Os componentes máficos, que também definem a foliação gnáissica da rocha, são representados por biotita marrom, hornblenda verde-azulada (tonalidade

indicativa de fácies anfibolito), epidoto e, até, em alguns casos, augitas, substituídas por anfibólios devido ao retrometamorfismo. Os cristais de biotita e hornblenda são hipidiomórficos e exibem granulometria fina a média, se dispendo orientados ressaltando a foliação da rocha. Os principais minerais acessórios são magnetita, titanita, rutilo, allanita, apatita e zircão. Carbonatos podem estar presentes na forma de veios ou são resultantes da alteração dos feldspatos.

### 3.1.2. Migmatitos (A4Ygm)

Os migmatitos localizam-se na porção centro-sul e sudeste da Folha Simões, configurando grandes faixas mais ou menos regulares, alinhadas à estruturação regional, a maior alcançando mais de 22 Km de comprimento e totalmente inserida em meio aos ortognaisses TTG.

As rochas migmatíticas, creditadas como resultantes do retrabalhamento tectono-metamórfico imposto aos granitoides TTG (Figura 3.1E), apresentam bandamentos bem definidos, ocorrendo, de modo geral, como rochas metatéticas com estruturas estromáticas ou em veios, com formação de leucossomas, melanossomas e paleossomas. O leucossoma é constituído por feldspato potássico e quartzo, geralmente com aspecto ígneo e com composição álcali-feldspato granítica. O mesossoma apresenta biotita, quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, enquanto o melanossoma é composto por biotita (Figura 3.1F), este último ocorrendo como filmes remanescentes nas bordas do leucossoma, indicando fusão parcial *in situ*.

Os migmatitos são rochas normalmente foliadas, comumente com granulção média, e podem apresentar planos de crenulação, que culminam com a transposição de uma foliação paralela a um bandamento gnáissico, exibindo dobramentos isoclinais intrafoliares.

Em lâmina, os cristais de quartzo apresentam-se totalmente recristalizados, como grãos isolados de granulção muito fina compondo a matriz, como também formando ribbons alinhados segundo a foliação. O plagioclásio é totalmente anédrico e por vezes apresenta a textura mimerquítica. O feldspato potássico apresenta-se na forma de porfiroclastos no leucossoma e na matriz, por vezes com granulção muito fina, proveniente da recristalização. A biotita apresenta formas hipidiomórficas finas, muitas vezes com forte cominuição granulométrica.

### 3.1.3. Ortognaisses Sienograníticos

Os ortognaisses sienograníticos, como antes frisado, não foram individualizados no mapa geológico, porém foram anotados intrudindo todos os litótipos mais antigos do Complexo Granjeiro, como bem visualizado em campo e em testemunhos de sondagem (Figura 3.2A).

Seus afloramentos estão principalmente concentrados nos quadrantes centrais das folhas Simões e Patos, com as ocorrências mais relevantes localizadas nos morros de Alto Alegre e Manga Velha, na Folha Simões, na região denominada Distrito Ferrífero de Curral Novo - PI.

A composição sienítica é a mais comum, que, no entanto, pode variar para composições graníticas a álcali-feldspato graníticas. Os ortognaisses apresentam duas fácies petrográficas e texturais bem distintas. A primeira distingue a própria textura dos metagranitoides, caracterizada por uma granulção média a grossa, geralmente foliada e porfiroclástica (Figura 3.2B), enquanto a segunda, muito grossa e de caráter pegmatóide, está relacionada a uma fase tardia de cristalização (Figura 3.2C).

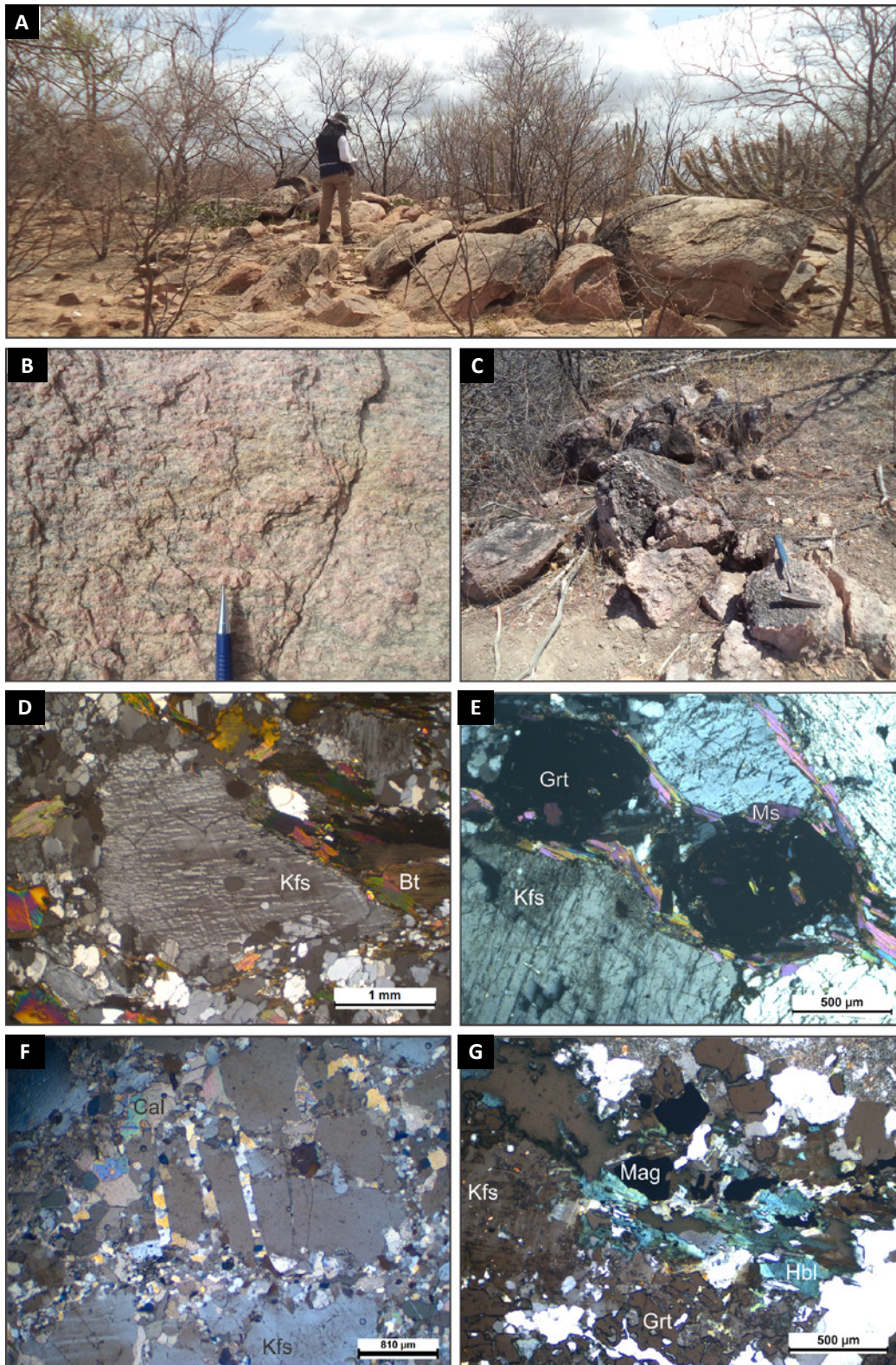
De modo geral, a composição mineralógica essencial das rochas citadas inclui quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, hornblenda, epidoto, biotita e magnetita como constituintes principais, e como acessórios allanita, titanita e zircão. Albita, microclínio, magnetita, calcita, granada, muscovita, fluorita, apatita, turmalina, escapolita, clorita, stilpnomelano e sulfetos são minerais identificados como resultantes de alterações hidrotermais.

A ausência de máficos e a forte silicificação, além da albitização e potassificação, indicam uma maior alteração hidrotermal na fase pegmatítica. Uma característica comum dessas rochas é a milonitização, por vezes resultando em mais de 50% de matriz (protomilonitos), apresentando forte diminuição granulométrica e formação de ribbons de quartzo e feldspatos.

Os cristais de quartzo ocorrem como cristais granulares muito finos a finos xenoblásticos, em geral, recristalizados. Podem apresentar-se como ribbons ou subgrãos em corredores de deformação, e com cristais com extinção ondulante. A maior granulção dos cristais está relacionada a injeção de veios de quartzo.

O feldspato potássico encontra-se presente na rocha na forma de porfiroclastos e na matriz. Os porfiroclastos são subeuédricos e anédricos e podem atingir até 4 cm de tamanho, e, em geral, estão bastante alterados por sericitização. Na matriz os cristais são normalmente anédricos de granulção fina, evidenciando processos de milonitização assim como alterações hidrotermais (potassificação). A textura pertítica é uma característica observada em alguns cristais de feldspato potássico (Figura 3.2D).

Os cristais de plagioclásio assemelham-se em seu modo de ocorrência aos feldspatos potássicos. Estão presentes tanto na matriz da rocha como na forma de porfiroclastos. Na matriz possuem granulção fina a média, com a macla polissintética bem característica. Sua forma é xenomórfica, com seus cristais apresentando contatos bastante irregulares. Os porfiroclastos são de granulção grossa, sem atingir dimensões centimétricas como o feldspato potássico. O teor de anortita indica



**Figura 3.2** - A) Visualização geral dos ortognaisses sienograníticos do Complexo Granjeiro– JR-R-297; B) Detalhe da textura dos corpos sienograníticos e a presença expressiva de feldspato potássico – JR-R-297; C) Rochas diferenciadas de textura pegmatítica presentes nos ortognaisses – JR-R-320; D) Fotomicrografia com detalhe da textura característica dos ortognaisses, com porfiroclastos peritéticos (Kfs) e minerais máficos como biotita (bt). Luz transmitida, polarizadores cruzados, aumento 4x – JR-R-304; E) Fotomicrografia representando a textura mais grossa da fácies pegmatítica. Junto aos porfiroclastos de feldspato (Kfs) ocorrem cristais de granada (Gr) e muscovita (Msc). Luz transmitida, polarizadores cruzados, aumento 10x – JR-R-325; F) Pseudomorfos de feldspato fraturados e totalmente substituídos por quartzo. Luz transmitida, polarizadores cruzados, aumento 4x – JR-R-341; G) Desestabilização do feldspato e hornblenda com liberação de Al e Fe para formação de granada e magnetita. Luz transmitida, polarizadores cruzados, aumento 10x – JR-R-342A.



variação composicional de albita a oligoclásio. Os cristais de hornblenda estão sempre presentes na matriz da rocha, em granulação muito fina e parcialmente substituídos por biotita e opacos.

A intrusão dos corpos sienograníticos promoveram intensa alteração hidrotermal nos litótipos encaixantes do Complexo Granjeiro, como também afetou os próprios sienogranitos (VALE, 2018). Dentre os processos de alteração hidrotermal reconhecidos, cita-se a lixiviação de álcalis, promovida em corredores de deformação, com forte lixiviação de álcalis e aumento relativo do conteúdo de Al<sup>+</sup> no sistema, gerando uma assembleia mineral constituída por cristais de granada intersticiais e muscovita (Figura 3.2E). A silicificação é intensa, cristalizando quartzo por meio da injeção sintectônica de veios durante o cisalhamento como também substituindo porfiroclastos feldspáticos, levando deste modo a obliteração da textura ígnea primária dos ortognaisses (Figura 3.2F). A alteração potássica é a mais abrangente nos metagranitos. A adição de K<sup>+</sup> permite a formação de pequenos cristais de microclina junto aos porfiroclastos, por substituição de cristais de plagioclásio, ou mesmo por crescimento de novos cristais médios a grossos e com aspecto sujo, que é uma característica do feldspato potássico hidrotermal.

A formação de magnetita nos gnaisses sienograníticos está associada à alteração potássica, com a associação feldspato potássico + biotita + magnetita. O estágio de albitização caracteriza-se pela formação de albita como cristais finos nas bordas de porfiroclastos deformados nos gnaisses sienograníticos. É bastante comum na albita neoformada a presença da textura em tabuleiro de xadrez. O excesso de Na<sup>+</sup> junto ao H<sub>2</sub>O no sistema também permite a cristalização de escapolita a partir da alteração do plagioclásio (VALE, 2018).

### 3.1.4. Sequência Metavulcanossedimentar

As áreas cartografadas para essa sequência supracrustal greenstone concentram-se na porção centro-sul da Folha Simões, onde configuram extensas e delgadas faixas, que chegam a mais de 40 Km de comprimento, alinhadas ao trend das estruturas regionais, sendo essas ocorrências formadas principalmente por formações ferríferas bandadas (A4gf), quartzitos (A4gq) e corpos metaultramáficos (A4gmu). Outras unidades associadas à sequência metavulcanossedimentar correspondem a rochas metamáficas, representadas por metabasaltos e metagabros, que ocorrem de forma indiferenciada como restos em meio aos granitoides do Complexo Granjeiro, assim como subordinadas às formações ferríferas bandadas e aos quartzitos.

A sequência vulcanossedimentar é afetada por zonas de cisalhamento de direção NE-SW, desenvolvendo deste modo corpos tectonicamente imbricados, paralelizando

contatos entre seus constituintes litológicos. O relevo associado a unidade greenstone normalmente é bastante arrasado, influenciado por sua alta suscetibilidade ao intemperismo. Seus afloramentos, em geral, apresentam elevado grau intempérico com as rochas eventualmente expostas na forma de blocos residuais em ravinas e em cortes de estradas, que são comuns às ocorrências de metagabros da sequência metamáfica. A exceção é marcada pelo destaque topográfico acentuado das formações ferríferas bandadas, com seções tipo bem visualizadas nos morros Massapê Manga-Velha, Abelão, Tamanduá, Alto Alegre e Serra Vermelha.

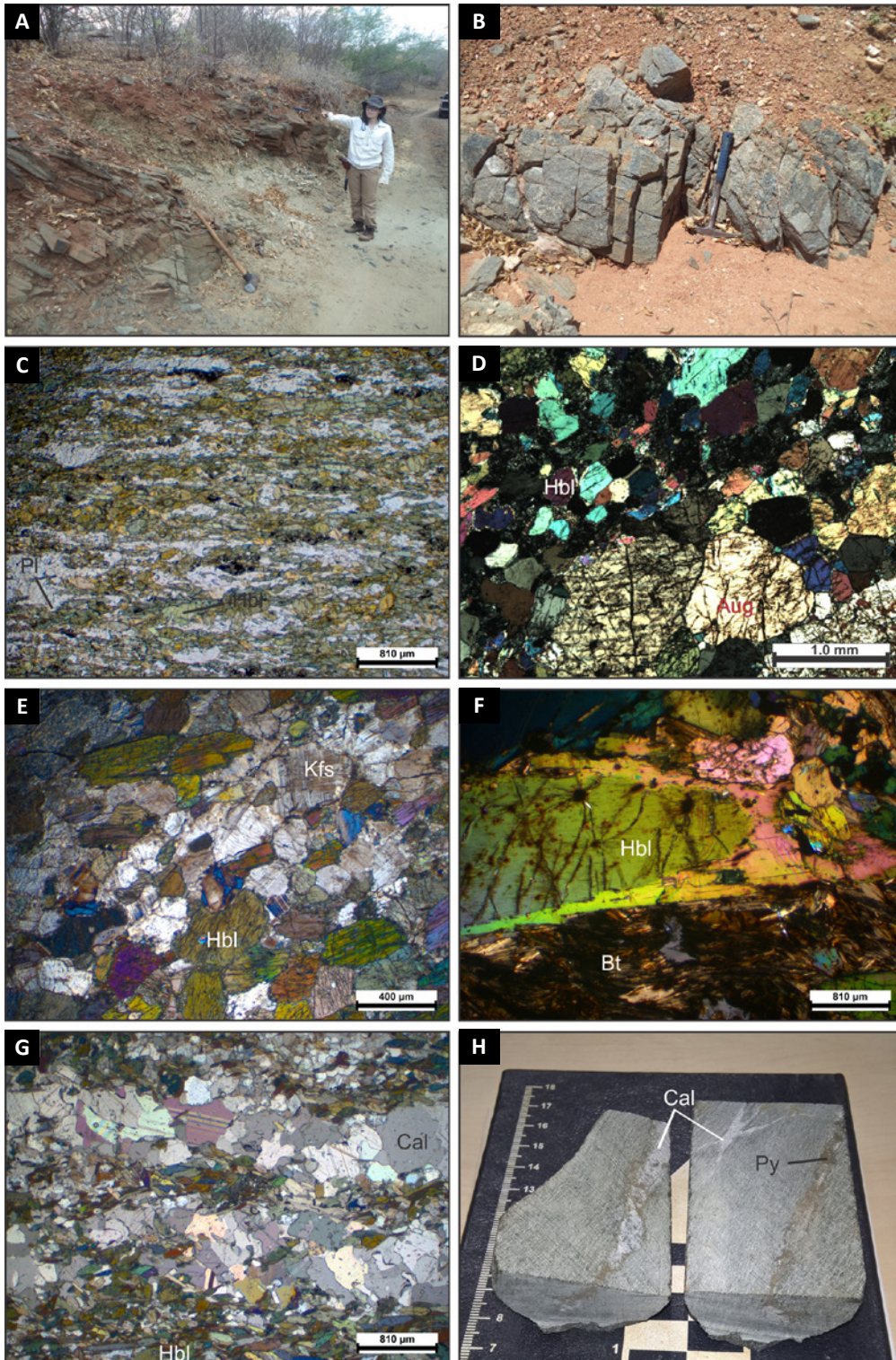
As rochas metamáficas, não mapeáveis na escala de trabalho, ocorrem sob forma de corpos alinhados segundo o trend das estruturas regionais, associadas tanto como restos preservados em meio aos granitoides do Complexo Granjeiro como formando faixas subordinadas nas formações ferríferas bandadas e em rochas quartzíticas. Os metabasaltos e os metagabros (Figura 3.3A e B) são os principais litótipos, com grande parte de suas ocorrências principalmente associadas aos bif's, com contatos, geralmente, concordantes e paralelizados e, em alguns pontos, conspicuamente mostrando intercalações recorrentes, sugerindo imbricações resultantes de uma forte tectônica cisalhante. Em vários afloramentos foram observadas intrusões de álcali-feldspato granito.

Os metabasaltos apresentam coloração cinza esverdeada, granulação muito fina a média, com orientação incipiente a fortemente foliada, neste último caso com textura predominantemente nematoblástica, desenvolvida pelo alinhamento de cristais de anfíbolios, notadamente hornblenda, que ocorre associada a níveis de plagioclásio parcialmente cominuídos e recristalizados. Em alguns afloramentos foi possível observar a preservação de amígdalas, corroborando o caráter vulcânico das metamáficas. Vênulas preenchidas por carbonato e sulfetos foram anotadas em testemunhos de sondagem de metamáficas anfibolitizadas (VALE, 2018), sendo os sulfetos formados por pirita, calcopirita e pirrotita (Figura 3.3C).

Os metagabros apresentam granulação mais grossa, usualmente média, e textura maciça a levemente orientada, principalmente granoblástica com texturas magmáticas reliquias.

Petrograficamente, observa-se que tanto os metabasaltos como os metagabros (Figuras 3D e E) são constituídos por associações minerais que incluem hornblenda, actinolita, plagioclásio, clinopiroxênio, biotita (metamórfica e hidrotermal), clorita (retrometamorfismo), epidoto (metamórfico e epidotização), calcita (carbonatização) e quartzo (silicificação). Magnetita, titanita, rutilo e zircão comumente são acessórios.

Os cristais de hornblenda geralmente apresentam uma coloração verde-azulada e grande variação de tamanho,



**Figura 3.3** - A) Afloramento em corte de estrada das rochas metamáficas derivadas de protólitos vulcânicos do Complexo Granjeiro – DS-R-10 e; B) Detalhe da ocorrência de metagabro – JR-R-316A; C) Sulfetos (Py) e calcita (Cal) preenchendo vênulas em amostras de testemunho de sondagem de anfibolito; D) Fotomicrografia com detalhe da textura mais grossa dos metagabros, com relíquias de clinopiroxênio e hornblenda definindo textura decussada. Luz transmitida, polarizadores paralelos, aumento 4x – CB-R-08 – Pl = plagioclásio; Cpx = clinopiroxênio; E) Alteração potássica em rochas metamáficas com cristalização de feldspato potássico. Luz transmitida, polarizadores cruzados, aumento 10x – JR-R-324B; F) Fotomicrografia de rocha metamáfica com cristais de hornblenda apresentando zonamento composicional diferenciado nas bordas e substituição por biotita. Luz transmitida, polarizadores cruzados, aumento 4x – JR-R-345E; G) Carbonatização em rocha máfica com calcita acompanhando a foliação milonítica. Luz transmitida, polarizadores cruzados, aumento 10x – JR-R-341A; H) Fotomicrografia apresentando a textura nematoblástica fina das rochas metavulcânicas máficas. Luz transmitida, polarizadores paralelos, aumento 4x – JR-R-323 – Pl = plagioclásio; Hb = hornblenda;

que tem relação direta com a textura do protólito, assim como possivelmente com efeitos termais devido a presença de corpos sienograníticos, que são relativamente comuns cortando os metagabros. Em geral, os cristais de hornblenda são alongados predominando formas aciculares a placoides, raramente granulares ou prismáticos, comumente com bordas corroídas, que é um aspecto mais evidente nos metagabros. Estes cristais localmente podem alterar-se para actinolitas fibrosas.

Os cristais de actinolita comumente são finos e aciculados, hipidiomórficos, com seu caráter alongado e orientado definindo uma textura nematoblástica para os metabasaltos. As augitas observadas nos metagabros se apresentam como cristais incolores, frequentemente muito fraturados, com formas idiomórficas a xenomórficas de granulometria média a grossa, muitas vezes indicando natureza reliquiar e processo de uralitização com formação de anfibólios associados a carbonato.

Os cristais de plagioclásio possuem granulação fina a média e exibem maclas polissintéticas acunhadas e/ou difusas e sericitização ou epidotização moderada. Em zonas nas quais há intensa milonitização, os cristais de plagioclásio mostram-se geralmente cominuídos, resultantes dos processos de redução granulométrica associados ao cisalhamento não coaxial. A biotita ocorre em cristais hipidiomórficos muito finos, com seu formato placóide usual. Cristaliza-se em porções das rochas anfibolíticas nas quais ocorre potassificação devido a alteração hidrotermal. A clorita, por sua vez, forma agregados de granulação fina com orientação incipiente e encontra-se intimamente relacionada aos cristais de anfibólios. Seus contatos evidenciam uma geração de clorita formada a partir do retrometamorfismo de anfibólios. Os minerais do grupo do epidoto (zoizita e clinzoizita) usualmente são prismáticos e substituem plagioclásio e anfibólios.

A alteração potássica nas rochas metamáficas ocorre por meio da cristalização de feldspato potássico (Figura 3.3F), que tem relação direta com a injeção de veios graníticos nas rochas metamáficas, que também responde pela biotitização, levando a geração de biotitas a partir da alteração de anfibólios em suas bordas ou como sobrecrecimento (Figura 3.3H). A carbonatização, por seu turno, ocorre em fases mais tardias, porém com franca conexão com uma tectônica dúctil sobre a rocha. A calcita ocorre preenchendo vênulas que acompanham a foliação, mostrando, dessa forma, seu vínculo com o cisalhamento. O mineral também foi anotado em rochas brechadas com cristais de calcita preenchendo os espaços abertos durante a formação das mesmas (Figura 3.3G). Um processo mais intenso envolve a alteração pervasiva com substituição de hornblenda por cristais de calcita. A sulfetação está presente como fase mais tardia e a formação de sulfetos ocorre de forma disseminada, na borda

de granada e magnetita, como também preenchendo fraturas e brechas associadas a estruturas dúcteis-rúpteis.

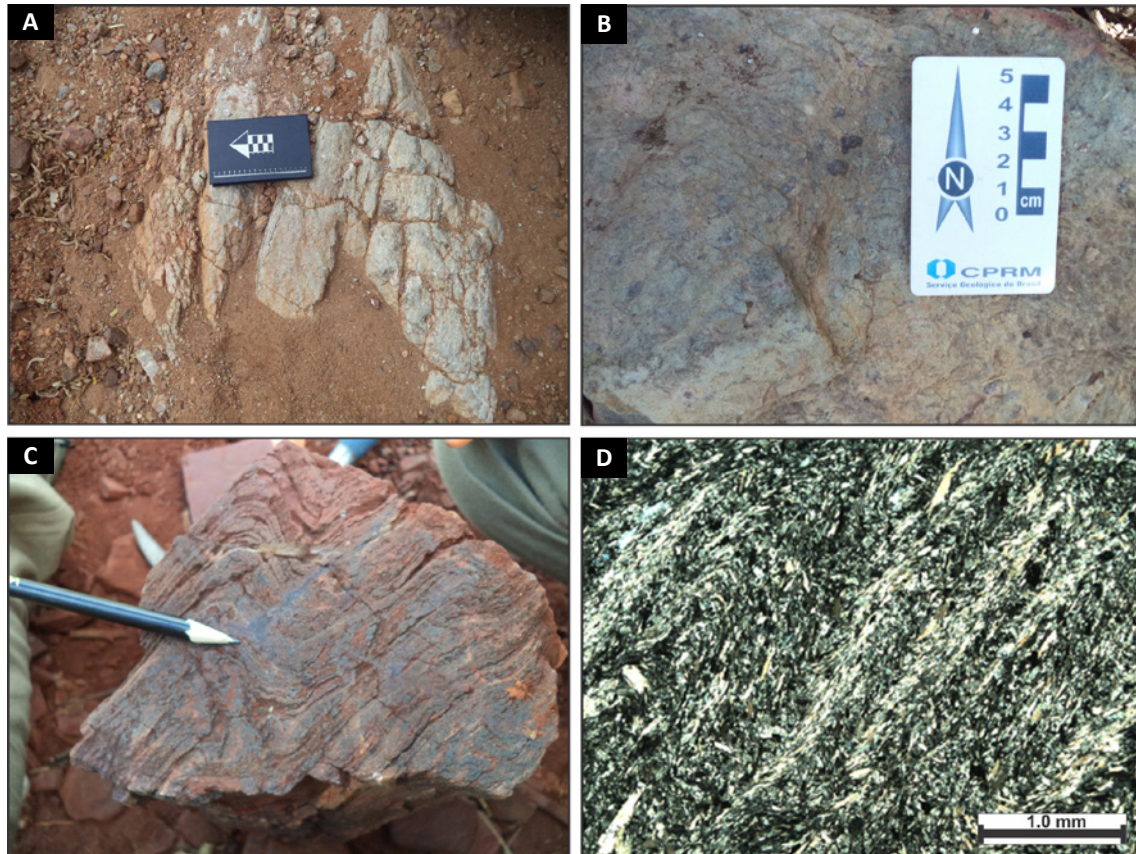
Os corpos ultramáficos (A4gmu) são bastante restritos no Complexo Granjeiro, localizando-se a única faixa cartografada para a unidade no quadrante sudeste da Folha Simões, aflorando na borda do morro Massapê-Manga Velha, em uma extensão que chega a mais de 12 Km de comprimento, ladeada por contextos formados por formações ferríferas bandadas e rochas migmatíticas.

São representadas por xistos ultramáficos e serpentinitos e podem conter intercalações de rochas metamáficas de forma muito subordinada. Essas rochas possuem granulometria muito fina, com notável estrutura foliada, frequentemente crenulada, tendo como principais constituintes minerais a tremolita, serpentina e clorita, os quais definem uma pronunciada foliação lepidonematoblástica. O brilho nacarado observado nos xistos é dado pela presença de talco, um mineral também bastante comum a essas rochas, cuja origem presumivelmente seria resultado da alteração dos minerais da serpentina devido a ação de soluções hidrotermais ricas em CO<sub>2</sub>, que promove reações entre esses últimos e a sílica. As rochas metaltramáficas localmente podem apresentar magnetita na forma de agregados alinhados à foliação, assim como formando porfiroblastos centimétricos, também entremeados à estrutura orientada.

Os xistos (Figura 3.4A) são principalmente constituídos por cristais tremolita muito finos, usualmente menores que 0,5 mm. Constituem principalmente a matriz da rocha, onde ocorrem como cristais aciculares de coloração verde clara. Cristais maiores desse anfibólio, assim como de magnetita (Figura 3.4B), com tamanhos de até 1 mm, são anotados dispersos pela textura da rocha, com formas geralmente lenticulares e envolvidos pela foliação.

A serpentina, mineral predominante das rochas serpentínicas, está presente como cristais finos e aciculares. A clorita, que também compõe a mineralogia dos serpentinitos, caracteriza-se por lamelas finas, de cor verde pálida e tem composição magnesianas. Ocorre dispersa na matriz ou segregada em estreitas faixas monominerálicas. O talco forma lamelas finíssimas, geralmente entremeadas com a clorita magnesianas ou em volta da tremolita, comumente presentes em sombras de pressão em volta de grandes cristais lenticulares do anfibólio.

A formação dos cristais de anfibólio e serpentina é associada a primeira fase de deformação das rochas ultramáficas e a foliação S1, enquanto a clorita e o talco gerados a partir da transposição da foliação pretérita, que é dobrada e superposta por foliações plano-axiais (S2) (Figuras 3.4C e D), nas quais dispõem-se as lamelas de clorita e os cristais de talco. O fraturamento tardio da rocha é preenchido por hidróxido de ferro.



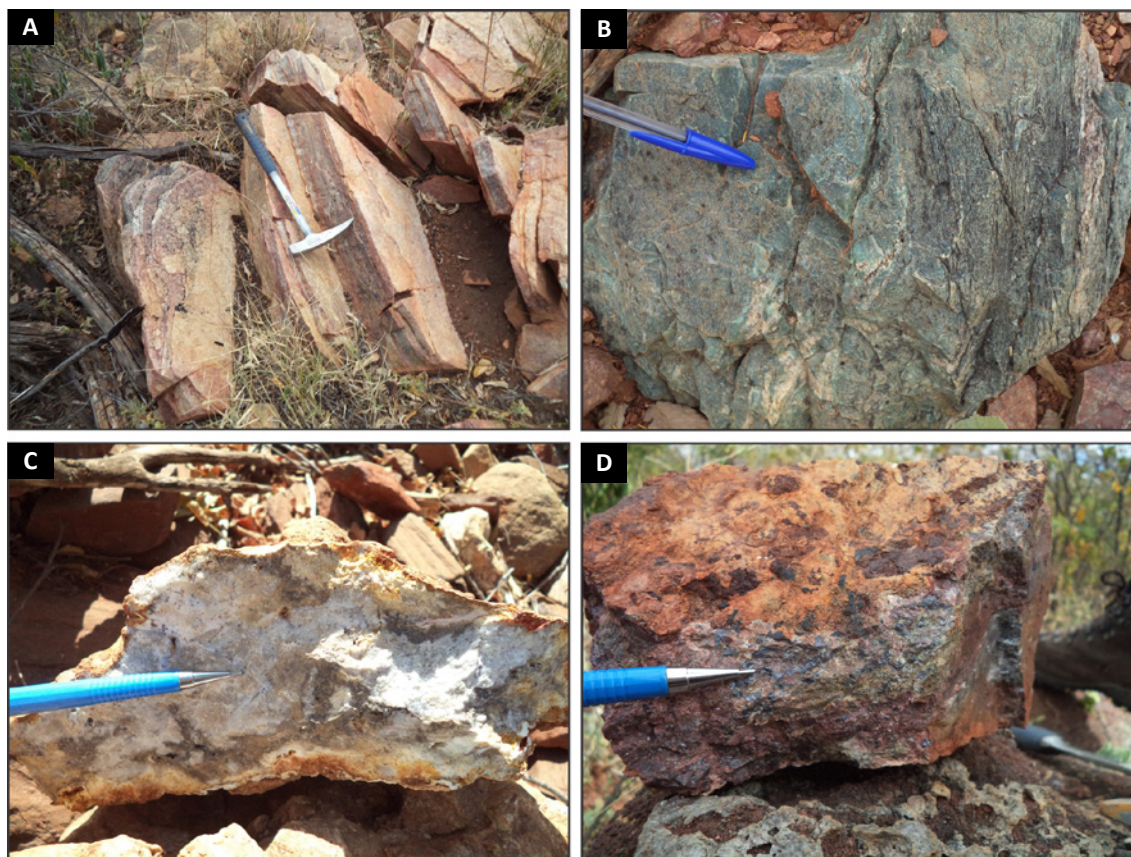
**Figura 3.4** - A) Aspecto dos afloramentos de rocha metaltramáfica – CB-R-08; B) Porfiroblastos de magnetita dispersos na rocha – CB-R-010; C) Amostra mesoscópica de serpentinito dobrado – CB-R-07; D) Fotomicrografia com detalhe da textura muito fina característica do serpentinito do Complexo Granjeiro, que se apresenta crenulado com forte transposição da foliação plano-axial sobreposta à foliação pretérita. Luz transmitida, polarizadores cruzados, aumento 4x – CB-R-07.

Os quartzitos (A4gq) na área do projeto têm suas exposições principalmente concentradas no quadrante sudoeste da Folha Simões, onde ocorrem sob forma de corpos alinhados segundo a estruturação regional NE-SW, formando estreitas faixas que alcançam mais de 30 Km de extensão, destacáveis na morfologia local.

Os quartzitos têm estreita relação com as formações ferríferas bandadas e com as rochas metamáficas, ocorrendo com frequência como intercalações subordinadas a essas unidades, sugerindo sua provável correspondência com protólitos de chert ou jasper. Em geral, são rochas finamente foliadas e/ou bandadas, sobretudo quando micáceas, formando níveis com espessuras milimétricas a decimétricas (Figura 3.5A), e com ocorrências comumente associadas a zonas bastante deformadas, com alto ângulo de mergulho. Sua mineralogia principal inclui quartzo e muscovita, sendo eventual a fuchcita, com coloração variando de esbranquiçada a esverdeada, esta quando enriquecidas neste último mineral (Figura 3.5B), ou avermelhada, devido a presença de minerais oxidados ricos em ferro, notadamente porfiroblastos de magnetita (Figuras 3.5C e D). O fuchcita quartzito apresenta berilo como mineral acessório, assim como uma pequena porcentagem de feldspato potássico em sua composição.

Outros constituintes da mineralogia acessória dos quartzitos incluem turmalina, granada, tremolita e psilomelana, sendo comum a este último mineral a presença de textura botrioidal, que pode ser até bastante expressivo na composição da rocha, imprimindo um bandamento marcado pela alternância entre níveis claros e escuros aos quartzitos. A psilomelana, que efervesce em contato com água oxigenada, tem estreita relação com a alteração de granadas manganíferas.

As formações ferríferas bandadas (A4gf) (Figura 3.6A) afloram em pequenas elevações alinhadas que seguem a estruturação geológica regional, com suas faixas de ocorrência localizadas na influência da chamada zona de cisalhamento Serra Vermelha, de direção NE-SW, que representa um ramo sintético de uma estrutura maior, correspondente a zona de cisalhamento Itaizinho-Baixio. Os corpos de bif's apresentam altos mergulhos para SE, com valores mínimos de 45°, até mergulhos subverticais (Figura. 3.6B), diretamente relacionados à proximidade com o ramo sintético Serra Vermelha. As ocorrências das formações ferríferas, de modo geral, distribuem-se ao longo a essa estrutura subsidiária, apresentando-se eventualmente imbricadas com rochas metamáficas, devido à intensa atividade tectônica na região. As formações



**Figura 3.5** - A) Muscovita quartzito; B) Fucsita quartzito. C) Detalhe do quartzito microcristalino; D) Porfiroblastos de magnetita (oxidada) e hidróxidos de manganês em uma capa oxidada sobre a superfície da rocha.

ferríferas bandadas afloram principalmente no centro sul da Folha Simões, onde configuram extensas faixas com dezenas de quilômetros, sustentando cinco grandes morros: Massapê-Manga Velha, Abelão, Tamanduá, Alto Alegre e Serra Vermelha. O desenvolvimento de um solo avermelhado é bem marcante nas suas áreas de influência em função da oxidação dos minerais de ferro.

Em geral, as formações ferríferas bandadas apresentam coloração cinza esverdeada, quando preservadas, a marrom-avermelhadas, devido ao intemperismo/oxidação. A estrutura bandada (Figuras 3.6 C e D), geralmente com bandas de espessuras milimétricas a centimétricas, são caracterizadas por uma alternância da composição mineralógica associada às fácies silicato e óxido. A fácies silicato é constituída por quartzo e anfibólios (principalmente grunerita e secundariamente actinolita e hornblenda), podendo apresentar clorita associada, enquanto que a fácies óxido é representada por magnetita com grau variável de alteração para hematita e goethita. Os anfibólios conferem coloração esverdeada à rocha quando preservada.

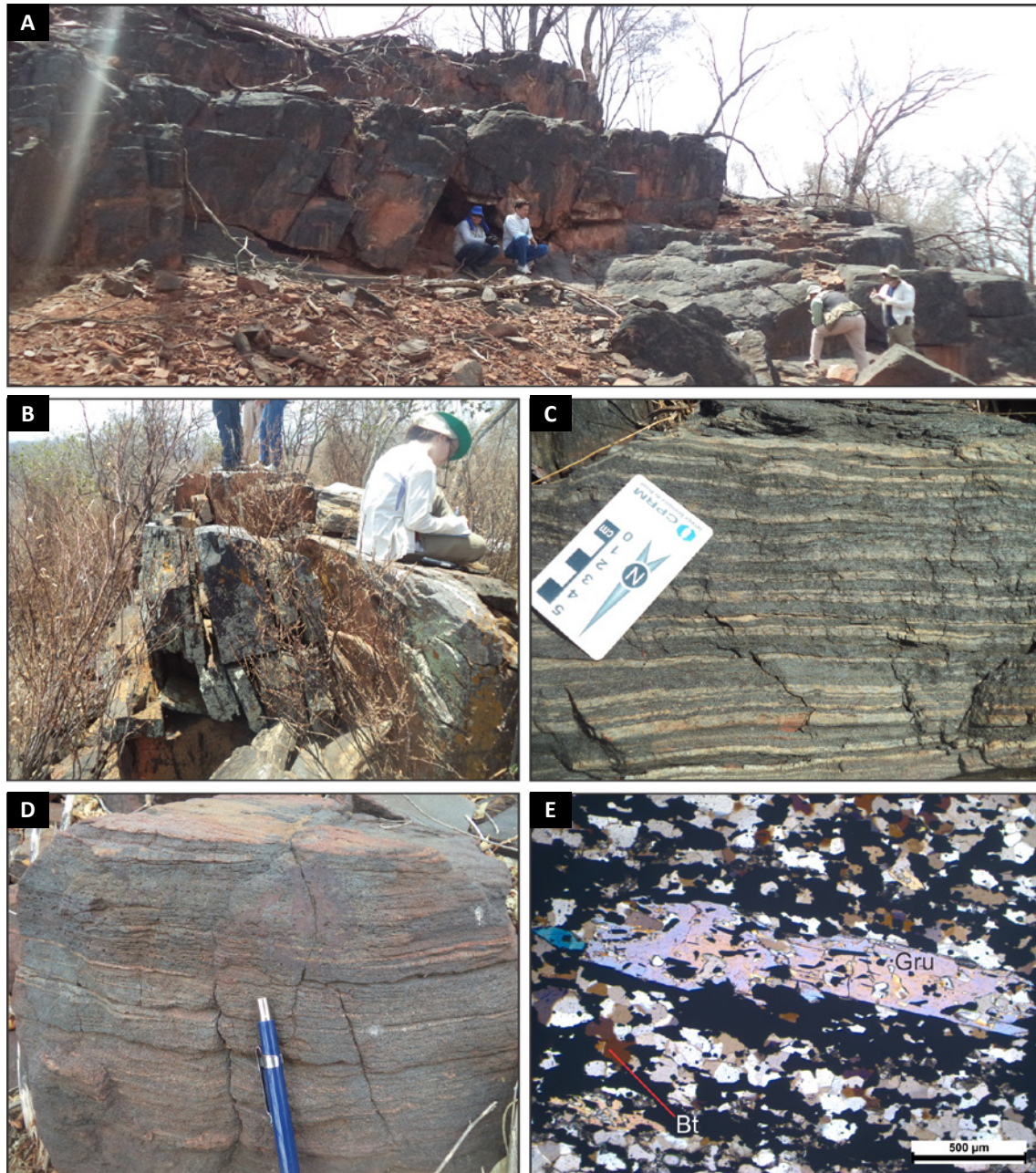
A granulação varia bastante, podendo ser classificada como fina a grossa. A espessura do bandamento e a granulação das formações ferríferas estão diretamente relacionadas aos fatores que preponderaram ao tempo da sedimentação química.

Estruturas de deformação são facilmente visualizadas nos afloramentos e em testemunhos de sondagem, que incluem dobras apertadas a isoclinais, transpostas ao bandamento devido ao cisalhamento, dobras parasíticas, além de dobras em bainha.

A presença de vênulas preenchidas por quartzo, carbonato e de níveis de magnetitito podem ser identificadas e são indicativas de atividade hidrotermal nas formações ferríferas. Tal processo também é evidenciado por reconcentração e recristalização de magnetita nas formações ferríferas em zonas próximas a intrusões dos corpos sienograníticos. Cristais de biotita podem ocorrer dispersos na matriz das formações ferríferas, relacionadas a atividade hidrotermal rica em k<sup>+</sup> (VALE, 2018).

### 3.2. COMPLEXO ITAIZINHO (PP2i)

Localizado na extremidade ocidental do Domínio da Zona Transversal, esta unidade geológica paleoproterozoica configura uma faixa, grosso modo, alinhada na direção E-W, que inflete para NE na sua porção oriental, estendendo-se ao longo das folhas Patos, Simões, Paulista e Santa Filomena, por mais de 160 Km. Seus contatos com outras unidades geológicas são basicamente caracterizados por zonas de cisalhamento transcorrentes



**Figura 3.6** - A) Afloramento em topo de serra das formações ferríferas bandadas do Complexo Granjeiro – JR-R-334; B) Verticalização do mergulho em afloramentos das BIFs – JR-R-336; C) Detalhe da alternância de camadas ricas em componentes silicáticos (quartzo + grunerita) e óxidos (magnetita) na BIF - JR-R-323; D) Detalhe da alternância entre bandas basicamente formadas por magnetita e bandas quartzosas – JR-R-292; E) Fotomicrografia com detalhe da textura metamórfica das BIFs, constituídas de quartzo, magnetita, grunerita (Gru) e biotita (Bt). Luz transmitida, polarizadores cruzados, aumento 10x – JR-R-311B.

dextrais, definindo deste modo contatos a norte com o Complexo Granjeiro e a sul, principalmente, com os complexos Santa Filomena e Morro do Estreito, já na influência Lineamento Pernambuco. O Complexo Itaizinho está parcialmente encoberto por rochas sedimentares cretáceas da Bacia do Araripe a leste e limitado integralmente a oeste pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba.

Na área do Projeto o Complexo Itaizinho, de idade riaciana, é composto por uma sequência plutônica constituída de ortognaisses de composição álcali granítica a tonalítica,

frequentemente miloníticos, por vezes migmatizados, localmente apresentado granitoides com textura augen, com associação subordinada de metassedimentos supracrustais de grau anfibolito, formados por rochas calciossilicáticas, quartzitos, formações ferríferas, lentes de mármore, além de rochas metamáficas de provável derivação vulcânica.

A cartografia geológica define duas principais associações, uma compreendendo o predomínio de ortognaisses, localmente com faixas formadas por gnaisses com textura augen (PP2iY), e a segunda reunindo os

mesmos ortognaisses, porém migmatizados (PP2i) e com ocorrências subordinadas e frequentes de metamáficas, formações ferríferas bandadas, mármore (mm), rochas calciossilicáticas (cs), silixitos e quartzitos (q).

### 3.2.1. Ortognaisses (PP2iY)

Os ortognaisses são o principal litótipo do Complexo Itaizinho, com exposições que se espalham por toda a área aflorante da unidade, intimamente associados com restos de sequências supracrustais metassedimentares e rochas metamáficas e, em parte, tectonicamente retrabalhados e imbricados com essas unidades. Uma grande faixa de ortognaisses foi delimitada a sul e na extremidade oriental do Complexo Itaizinho, acerca de 17 Km a NNN da cidade Paulistana. Ocorre alinhada na direção E-W, com aproximadamente 16 Km de comprimento e 2 Km de largura, quase que adjacente ao Lineamento Pernambuco.

Os ortognaisses (Figuras 3.7A e B) apresentam como principal característica um bandamento metamórfico bem definido, composição variável entre álcali-granitos e tonalitos, coloração cinzenta a rósea, esta última caracterizando os membros mais alcalinos, e granulação média a grossa.

Petrograficamente, a constituição mineralógica principal pode incluir quartzo, plagioclásio, anfibólio, k-feldspato e micas, e, acessoriamente, granadas, magnetita, opacos e titanita. Epidoto, que ocorre preenchendo fraturas associado a opacos, sericita, carbonato e argilominerais são os principais minerais secundários.

O bandamento metamórfico, de amplitude milimétrica até centimétrica (Figura 3.7C), é retratado pela alternância entre níveis máficos, formados por biotita e anfibólios, e níveis félsicos quartzo-feldspáticos. O anfibólio é mais característico as composições tonalíticas a granodioríticas, enquanto o feldspato alcalino aos granitos mais ácidos.

As características estruturais são atreladas a atividade deformacional brasileira de direção E-W, que caracteriza todos os afloramentos do Complexo Itaizinho. Dobras isoclinais intrafoliares com flancos rompidos são interpretadas como estruturas deformacionais pretéritas à transposição brasileira.

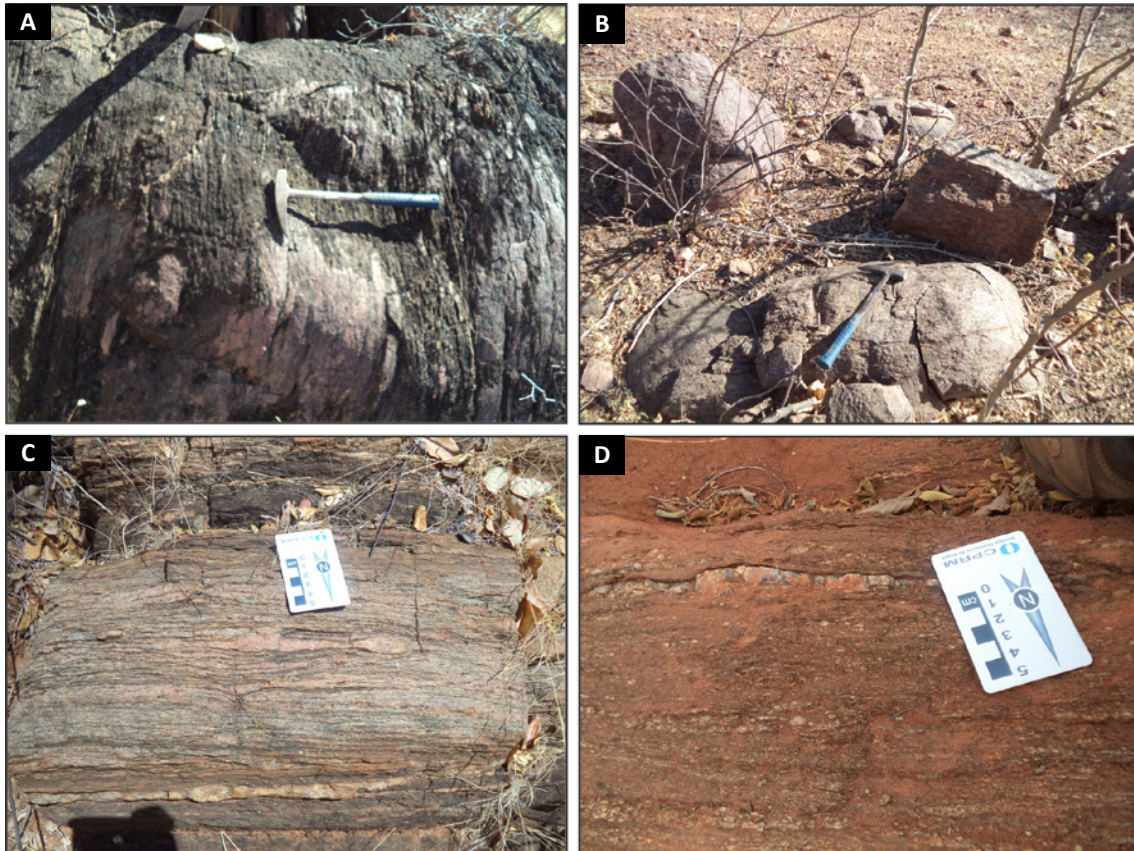
A milonitização, que afeta de forma generalizada todas as rochas da unidade com diferentes intensidades, é marcada por forte cominuição mineral seja de forma parcial em cristais mais resistentes, como feldspato potássico e plagioclásio, com formação de porfiroclastos, ou integral em minerais mais susceptíveis à deformação como o quartzo, que não raro ocorre formando níveis fitados completamente recristalizados. Assim como o quartzo, os feldspatos mostram-se frequentemente alongados e/ou estirados, entremeados a planos foliados ressaltados por alinhamento de palhetas micáceas, normalmente biotitas.

Em zonas com maior stress as rochas podem atingir grau de deformação ultramilonítica, com quase completa cominuição e recristalização dos minerais, que se dispõem em níveis ou bandas milimétricas como agregados de subgrãos e grãos porfiroclásticos. Intercalados à foliação milonítica são relativamente comuns a presença de níveis lenticularizados de quartzo centimétricos (Figura 3.7D). A migmatização também pode se desenvolver localmente onde a deformação atinge temperaturas de anatexia da rocha, produzindo leucosomas ricos em quartzo e feldspato potássico. Alguns afloramentos encontram-se intensamente fraturados, indicando a presença de uma tectônica rúptil após a deformação brasileira.

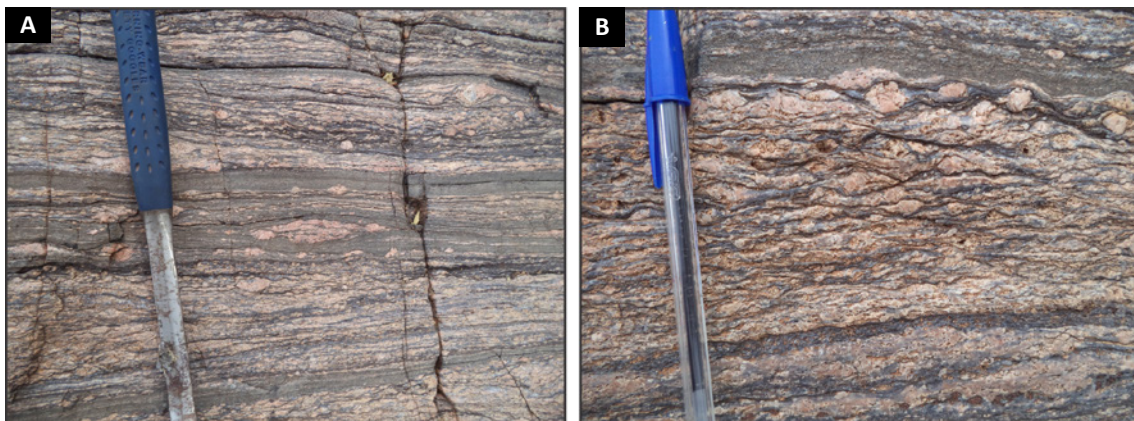
Ao microscópio, os grãos de quartzo apresentam contatos retilíneos a interlobados e aspecto fitado, devido a recristalização. A cominuição também está presente, com formação de subgrãos. O plagioclásio, por sua vez, não raro exhibe maclas difusas e extinção ondulante, microfraturamentos e frequentemente alterações para sericita, carbonato e argilominerais. A hornblenda em geral se apresenta com granulação média e normalmente alterada para biotita e argilominerais. A biotita ocorre na forma de palhetas muito finas alinhadas ressaltando a foliação. O feldspato potássico ocorre principalmente na forma de porfiroclastos, algumas vezes estirados e alongados com recristalização nas suas bordas e tendência a formação de subgrãos.

As ocorrências de augen gnaisses, sem faixas mapeadas, compartilha das mesmas características quanto a forma de ocorrência e distribuição geográfica dos ortognaisses (PP2iY). São gnaisses bastante comuns no Complexo Itaizinho, mostrando similaridades deformacionais com os ortognaisses, onde sua peculiar característica está diretamente relacionada à milonitização da rocha, levando a formação da estrutura augen (Figuras 3.8A e B) pelos feldspatos potássicos. A granulometria da rocha varia muito e é dependente da intensidade do processo de milonitização.

Assim como os ortognaisses, o alto nível de deformação, leva a formação de um notável bandamento metamórfico marcado pela alternância entre bandas máficas e félsicas, onde se observa forte estiramento mineral, sobretudo do quartzo, que ocorre integralmente recristalizado e formando níveis fitados, entremeados a porfiroclastos de feldspatos alcalinos com textura augen, cominuídos e parcialmente recristalizados. Os níveis máficos, que se alternam com esses horizontes, são milimétricos a decimétricos, sendo constituídos por biotita e hornblenda, configurando foliações proto a miloníticas. Indicadores cinemáticos nos componentes maiores indicam caráter dextral dos movimentos.



**Figura 3.7** - A) e B) Aspecto geral dos afloramentos de ortognaisses típicos do Complexo Itaipinho; C) Detalhe do bandamento metamórfico e alternância de composição mineralógica entre máficos e félsicos; D) Presença de níveis de veios de quartzo concordantes à foliação.



**Figura 3.8** - A) Aspecto geral do bandamento composicional metamórfico configurado pelos augen gnaisses em zonas fortemente milonitizadas e com diferentes intensidades de estiramentos minerais, alternando bandas máficas ricas em biotita e hornblenda e níveis lenticularizados quartzo-feldspáticos; B) Megacristais porfiroclásticos de feldspato potássico, por vezes estirados segundo a foliação ou rotacionados de forma sin-cinemática com sombras de pressão.

A composição mineral da rocha inclui quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e hornblenda, com granada subordinada, por vezes em quantidade expressiva. A deformação dos cristais de feldspato potássico indica temperatura próxima aos 550-600°C, evidenciando forte caráter deformacional/metamórfico do sistema.

### 3.2.2. Rochas Metamáficas

Na área do projeto as faixas de ocorrências das rochas metamáficas são bastante restritas e não cartografáveis na escala de trabalho, formando comumente lentes concordantes a subconcordantes de reduzidas dimensões, frequentemente como corpos



boudinados, espalhadas por toda a região aflorante do Complexo Itaizinho. São rochas do ponto de vista composicional de natureza anfibolítica (RIBEIRO e VASCONCELOS, 1991).

Usualmente são rochas orientadas e de granulação fina a muito fina e com coloração variando de preta a esverdeada, podendo apresentar fenocristais milimétricos de plagioclásio com até 5 mm, que se ressaltam como cristais anedrais dispersos na textura (Figuras 3.9A e B). A granulometria fina aliada a presença dos fenocristais é sugestiva da natureza da rocha a partir de protólitos subvulcânicos a vulcânicos, pelo menos em parte, com caráter pórfiro. A principal associação mineral das metamáficas envolve plagioclásio, que também ocorre na matriz, e hornblenda, os quais quase sempre orientados, evidenciando grau metamórfico na fácies anfibolito. De forma subordinada, podem ocorrer quartzo e clorita, esta como mineral de alteração.

A hornblenda define a foliação principal da rocha e apresenta bordas de reação, com tímida formação de cloritas. Os cristais de plagioclásio apresentam lamelas de deformação e formação de subgrãos (mais raro). Os cristais de quartzo geralmente são xenoblásticos e se adaptam aos interstícios da rocha, por vezes formando subgrãos.

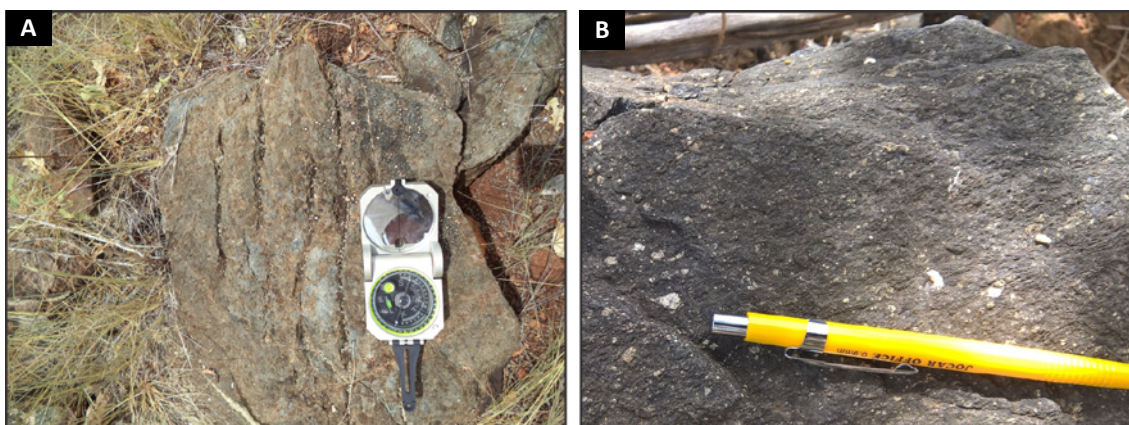
Venulações podem estar presentes cortando a rocha com constituição de quartzo e/ou plagioclásio. Algumas vezes estas rochas apresentam lâminas e bandas enriquecidas em magnetita. A exemplo das demais unidades do Complexo Itaizinho, as rochas anfibolíticas também apresentam forte fraturamento indicativo de uma tectônica rúptil pós-brasileira. As metamáficas anfibolitizadas do Complexo Itaizinho tanto podem ser encontrados intercalados às sequências metaplutônicas como associadas a quartzitos com afloramentos mais expressivos e com baixo nível de intemperismo anotados em altos topográficos.

### 3.2.3. Quartzitos com Intercalações de Formações Ferríferas Bandadas (PP2iq)

Os quartzitos estão dispostos em horizontes contínuos, muitas vezes com realces topográficos, sustentando pequenos morros alinhados segundo a estruturação regional. Suas principais exposições estão concentradas a sul das folhas Simões e Patos, a norte de Paulistana, onde formam extensas e delgadas faixas de direção E-W, a maior delas com mais de 22 Km, adjacentes a grandes zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais. Localmente encerram intercalações de formações ferríferas bandadas, com as quais ocorrem de forma íntima, aparentemente com contatos gradacionais.

As rochas quartzíticas (Figura 3.10B) são rochas normalmente foliadas, granulação fina a média, com coloração esbranquiçadas, róseas a acinzentadas, e ressaltam eventualmente um bandamento composicional formado por delgados níveis de quartzo e leitos com agregados de quartzo e opacos (RIBEIRO E VASCONCELOS, 1991). Os quartzitos podem ser ortoquartzíticos, tendo o quartzo praticamente como único constituinte mineral ou ter muscovita como acessória, que a depender do seu conteúdo, pode imprimir pronunciada foliação à rocha. A granulação média predomina na textura recristalizada orientada da rocha, devido à forte tectônica transcorrente dextral. Ao microscópio, mostram texturas granoblástica a granolepidoblástica, e quartzo deformado, estirado, com parcial processo de recristalização e formação de subgrãos. Sillimanita, fuschita, turmalina, granada, cianita e opacos são acessórios frequentes (RIBEIRO e VASCONCELOS, 1991).

As formações ferríferas bandadas apresentam como minerais essenciais o quartzo e a hematita (com magnetita associada) dispostos de forma alternada segundo bandas milimétricas em cores claras e escuras. Limonita



**Figura 3.9** - Diferentes aspectos texturais nas rochas anfibolítica do Complexo itaizinho; A) Granulometria mais grossa, indicando uma profundidade subvulcanica a plutônica na cristalização; B) Textura fanerítica muito fina com presença de feldspato porfirítico.

se forma a partir da alteração intempérica das formações ferríferas, levando até a formação de cangas ferruginosas lateríticas, que são características as ocorrências da unidade (Figura 3.10A). A textura mineral das bif's são semelhantes as das rochas quartzíticas.

### 3.2.4. Silexitos

Na área do Projeto as faixas compostas por amorfos de sílica no Complexo Itaizinho são bastante resstritas, não cartografáveis na escala de trabalho, tendo suas principais ocorrências localizadas no extremo sul da Folha Simões, nas áreas de maior intensidade de deformação associadas as zonas de cisalhamento do Lineamento Patos.

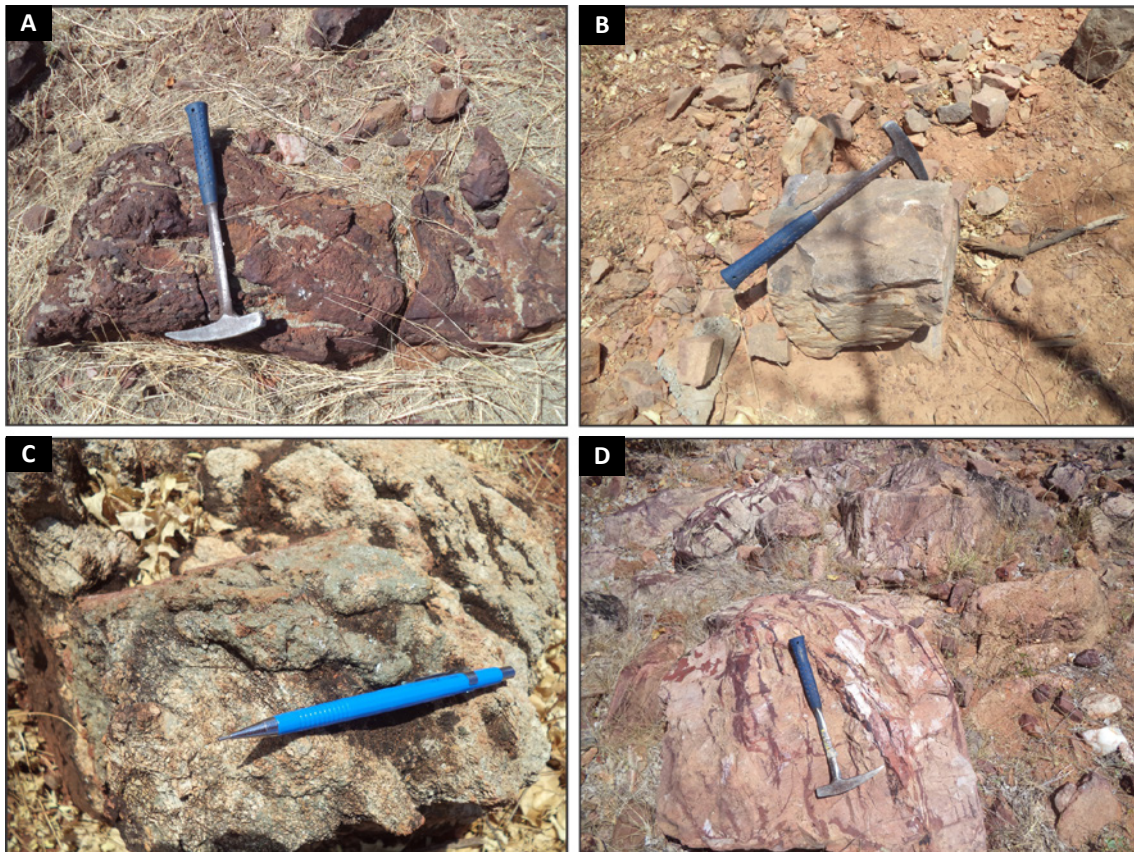
Suas ocorrências normalmente estão marcadas por zonas de alto ângulo, com mergulhos verticalizados, onde são elevadas as taxas de deformação. Estes sítios são favoráveis à permeação e percolação de fluídos ricos em sílica, remobilizados do contexto excaixante devido ação cisalhante, os quais precipitados em redes de fraturas. Os silexitos são formados basicamente por compostos amorfos de sílica com presença acessória de óxido de ferro, sendo este último responsável pela coloração avermelhada de algumas de suas ocorrências (Figura 3.10D).

### 3.2.5. Rochas Calciossilicáticas (PP2ics)

As rochas calciossilicáticas tem suas exposições concentradas principalmente na Folha Patos, destacáveis como grandes faixas lenticulares alinhadas à estruturação regional, a maior delas, situada a 14 Km a norte de Paulistana, alcançando mais de 16 Km de comprimento por 2 Km de largura e parcialmente balizada por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais associadas ao Lineamento Pernambuco.

São rochas foliadas de coloração verde a tons amarronzados, com granulação média a grossa (Figura 3.10C). A constituição mineralógica, em geral, é formada por quartzo, actinolita, hornblenda, plagioclásio, feldspato potássico, epidoto, titanita, biotita, carbonatos e magnetita, sendo sua paragênese mineral indicativa de metamorfismo na fácies anfibolito, conforme sinaliza a formação de anfibólios (actinolita e hornblenda). Estes cristais definem a foliação da rocha, junto com a biotita.

Em zonas menos deformadas observa-se cristais de quartzo e feldspato com formas arredondadas, e elevado conteúdo de argilo-minerais, indicando provável protólito sedimentar para as rochas calciossilicáticas, como uma grauvaça com cimento carbonático, por exemplo. Ao microscópio, como reflexos da deformação regional



**Figura 3.10** - Diferentes litologias inseridas dentro da sequência supracrustal do Complexo Itaizinho; A) Formações ferríferas bandadas; B) Rochas quartzíticas; C) Rocha calciossilicáticas; D) Silexitos.

observa-se recristalização mineral com diferentes graus em quase todos os componentes, com formação de subgrãos, assim como extinção ondulante em cristais de quartzo. Deve ser destacada a presença de magnetita dispersa na rocha ou concentrado em veios discordantes, frequentemente alterada para limonita.

### 3.3. COMPLEXO MORRO DO ESTREITO (PPem)

Os litótipos constituintes desse complexo possuem considerável representatividade na área investigada, especificamente no âmbito das folhas Paulistana e Santa Filomena, onde formam uma extensa e sinuosa faixa, que se estende desde do quadrante sudoeste da primeira folha até ao norte da Folha Santa Filomena, atingindo mais de 100 Km de extensão e larguras quilométricas, e, em grande, parte balizada por zonas de cisalhamento regionais. Na sua extremidade oriental a faixa deflete para leste, alinhando-se por mais de 30 Km nesta direção e limitada por descontinuidades estruturais ligadas ao Lineamento Pernambuco.

As faixas de exposição do Complexo Morro do Estreito, que se distribuem extensivamente no Domínio Meridional da Província Borborema, têm vários de seus segmentos interpretados como lascas do embasamento imbricadas em meio às rochas supracrustais do Complexo Santa Filomena.

Os litótipos que formam a unidade correspondem principalmente a ortognaisses de composição granodiorítica, mais raramente diorítica, mesocráticos, com coloração variando do cinza claro ao escuro, geralmente migmatizados, com processos de fusão parcial. Efeitos de cisalhamento impressos nessas rochas estão marcados por lineações de estiramento horizontal de direção geral leste-oeste (Figura 3.11A), que refletem uma cinemática transcorrente da transposição tectônica regional sobre as rochas do Complexo Morro do Estreito.

Os ortognaisses migmatizados apresentam diferentes graus de homogeneização, ora estruturalmente mais homogêneos, nebulíticos (Figura 3.11A), ou formando bandamentos metamórficos dobrados, de amplitude centimétrica, onde se alternam níveis félsicos médios a grossos de aspecto granítico, gerados por fusão parcial (Figura 3.11B), com porções também de natureza neossomática, assim como reliquias (paleossoma). O neossoma, além das bandas graníticas, também inclui níveis escuros e cinzentos, os primeiros constituindo o melanossoma, compostos por biotita e quartzo, e os níveis acinzentados o mesossoma, com mineralogia a base de biotita, plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino. Dado o grau de homogeneização em grande parte da sequência não são reconhecidas em várias ocorrências porções reliquias correlacionáveis ao paleossoma.

Individualizadas no Complexo Granjeiro estão delimitadas duas lentes de mármore de granulação fina a média (PPemm), localizadas na extremidade ocidental da

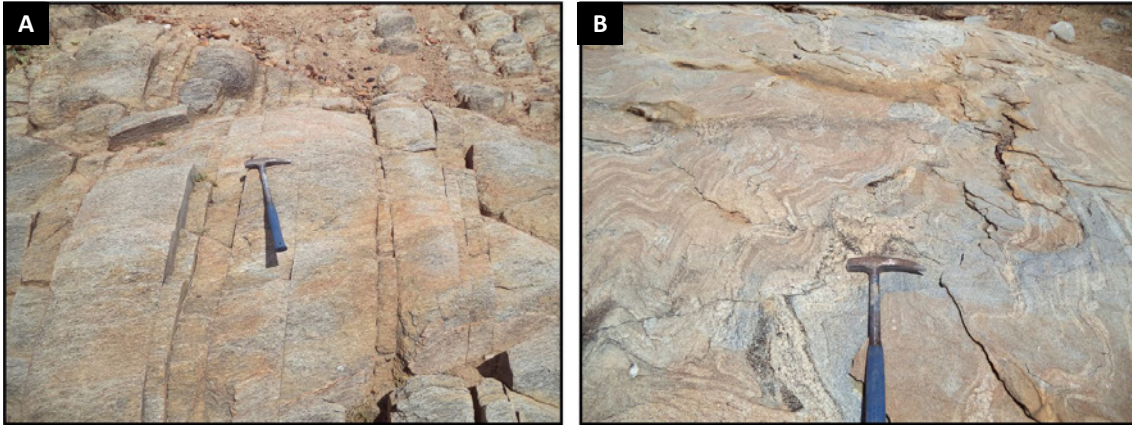
unidade, a maior delas configurando uma delgada faixa alinhada à estruturação regional em meio ao contexto ortognáissico, com mais de 10 Km de comprimento. Rochas calciossilicáticas (PPemgc) também estão delimitadas em meio aos ortognaisses predominantes na porção oriental, próximas ao Lineamento Pernambuco, formando uma faixa com mais de 10Km com alinhamento ENE-WSW. Essas rochas apresentam estruturas bandadas alternado horizontes quartzo-feldspáticos com níveis compostos por anfibólio cálcico e diopsídio.

No centro-norte da Folha Santa Filomena, por sua vez, está delimitado em meio a faixa majoritária mapeada para o Complexo Morro do Estreito, que inclui os ortognaisses migmatíticos associados a restos indistintos de supracrustais, um corpo ortognáissico (PPempp) com mais de 20 Km de comprimento, alongado na direção ENE-WSW e no núcleo de um antiforme normal. Esta faixa, parcialmente adjacente ao Lineamento Pernambuco, é descrita como formada por biotita-hornblenda ortognaisses migmatíticos, bandados a nebulíticos, com composição tonalítica a granítica, caracteristicamente com grande frequência de paleodiques de anfibolitos e rochas metaultramáficas dispersos no corpo granitoide, que ocorrem paralelizados a um bandamento de transposição. Em ocorrências metatexiticas níveis paleossomáticos são registrados e descritos como formados por gnaisses cinzentos, de granulação fina a média, com composição tonalítica a granodiorítica (ANGELIM, 1988).

### 3.4. COMPLEXO PAULISTANA (NP1p)

As rochas do Complexo Paulistana, integradas à Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal, estão associadas a um antiforme de direção NW-SE, que deflete para NE-SW tanto na sua aproximação à zona de cisalhamento do Lineamento Pernambuco, que constitui o limitador dos seus contatos setentrionais, quanto na sua extremidade meridional. A unidade forma uma ampla faixa de ocorrência situada na porção central Folha Paulistana, com mais de 50 Km de extensão e largura de até 5 Km nas proximidades da cidade de Paulistana. Os contatos do Complexo Paulistana estão amplamente estabelecidos com as rochas do Complexo Santa Filomena, assim com rochas das suítes Rajada e Afeição, estes tanto de natureza intrusiva como tectônicos.

O Complexo Paulistana é essencialmente formado por metassedimentos predominantemente pelíticos, com associação subordinada de rochas metamáfica, em parte anfibolitizadas, e metaultramáficas, ambas de provável natureza vulcânica, além de intrusivas metagábricas e xistos migmatizados localmente com mobilizados leucograníticos. As principais litologias compreendem xistos pelíticos, representados micaxistos, com associação de quartzitos e quartzo xistos, metagabros, anfibolitos e



**Figura 3.11** - A) Ortogneisse migmatítico com estrutura nebulítica apresentando lineação mineral de direção leste-oeste; B) Ortogneisse migmatizado com estrutura bandada evidenciando intercalações de material félsico de composição granítica.

xistos máficos e ultramáficos. A cartografia geológica individualiza em meio aos micaxistos predominantes faixas formadas por metaultramáficas ( $\mu$ ), metagabros (g), metacherts (c), xistos migmatizados (xm), quartzo xistos com níveis subordinados de quartzitos (xq) e quartzitos (q).

Os xistos pelíticos, que são as rochas mais representativas da unidade, compreendem xistos de coloração cinza a esverdeada, avermelhadas quando alteradas (Figuras 3.12A, B, C e D), granulação média a grossa, com mineralogia essencial incluindo muscovita e sericita e, mais raramente, biotita, e quartzo, ocorrendo de forma acessória e em proporções variadas granada, cordierita e aluminossilicatos, podendo ainda encerrar magnetita de forma mais subordinada. São rochas, de modo geral, finamente foliadas, com essa estrutura quase sempre crenulada.

Xistos migmatíticos (NP1pxm) foram anotadas nas proximidades da localidade de Jacaré, em sentido aos contatos da sequência xistosa do Complexo Paulistana com o granitoide porfirítico da Suíte Afeição. Nas ocorrências evidencia-se o paulatino incremento da migmatização, que se inicia com o aparecimento de níveis félsicos quartzo-feldspáticos de diferentes magnitudes intercaladas à foliação dos metassedimentos, que podem ser creditados, pelo menos em parte, a processos de diferenciação metamórfica. Veios pegmatíticos quartzo-feldspáticos também são comuns e considerados como apêndices da intrusão granitoide.

Localmente os metassedimentos estão representados por biotita-xistos e biotita gnaisses, caracterizando migmatitos metatexíticos (Figuras 3.13A e B). O ápice da anatexia neste contexto está materializado pela ocorrência de diatexitos, devido ao avanço dos processos de fusão parcial *in situ*, levando a homogeneização das rochas, onde já é difícil a percepção do material paleossomático.

Os metatexitos apresentam bandamento gnáissico e constituem-se basicamente por um paleossoma representado por biotita xistos e biotita gnaisses finamente foliados do Complexo Paulistana e por um neossoma

formado por bandas melanossomáticas ricas em biotita e quartzo, que se alternam com porções mesossomáticas compostas por quartzo+biotita+K-feldspato, e leucossomáticas de composição ácida constituídas por quartzo+K-feldspato+plagioclásio. Os diatexitos (Figuras 3.13C e D), representativos de anatexia mais avançada, tem como porções neossomáticas leucossomas de composição granítica a granodiorítica, leucocráticos, misturados a porções cinzentas de natureza mesossomática formadas por quartzo, biotita e plagioclásio com passagens difusas entre si e caracterizando uma estruturação nebulítica (MEHNERT, 1968).

Os quartzitos (NP1pq) tem sua maior expressão na área do Projeto associada a uma elevação destacável na topografia conhecida como Serra da Topa (Figura 3.14A), localizada a pouco mais de 6 Km a sul de Paulistana. Estruturalmente essa feição de relevo está situada no flanco oriental de uma megadobra regional, com forma sigmoide, correspondente a um antifórme de direção NE-SW, que é afetada regionalmente por falhas de movimentação sinistral. Essa faixa quartzítica têm seus contatos ocidentais estabelecidos com xistos pelíticos e quartzo xistos do Complexo Paulistana, aparentemente de forma transicional com essas últimas rochas. Os limites orientais, por sua vez, estão balizados em parte por pelos mesmos xistos pelíticos e pelos granitoides da Rajada na sua porção meridional.

Os quartzitos são de granulação fina a média, cor branca, laminados e com foliação placosa, com textura sacaróide (Figura 3.14B). Quartzo é o mineral predominante na sua composição, com muscovita acessória que responde pela foliação de suas ocorrências. Biotita e opacos ocorrem de forma muito rara.

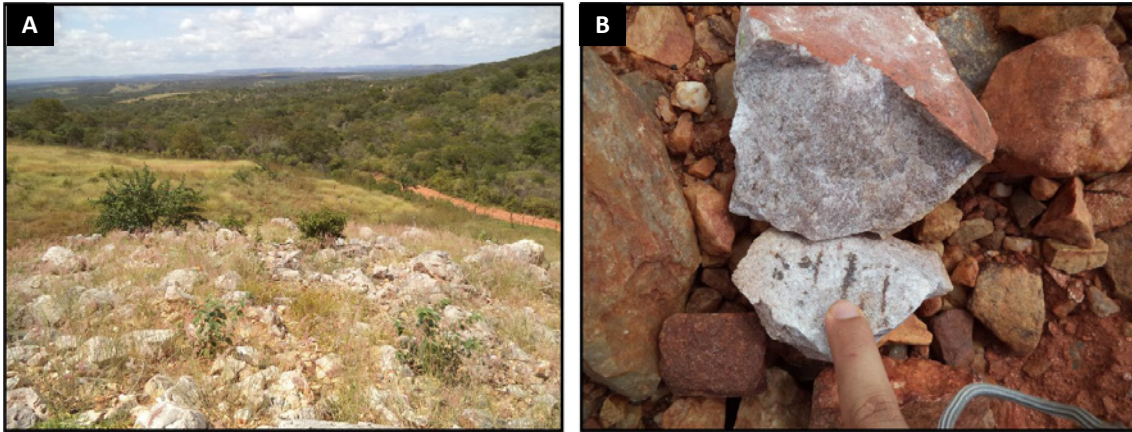
Os quartzo xistos (NP1pxq) estão representados cartograficamente por uma ampla faixa de exposição a sul de Paulistana, associada ao mesmo antifórme sustentado pelos quartzitos descritos anteriormente, com os quais os quartzo xistos estabelecem contatos transitivos ou gradacionais nos seus limites orientais.



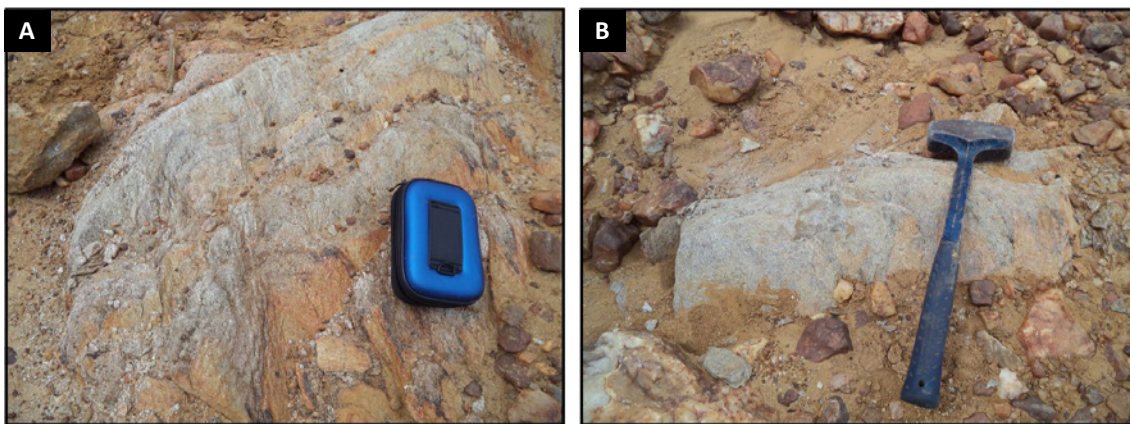
**Figura 3.12** - A, B e C) Aspectos das ocorrências dos micaxistos do Complexo Paulistana; D) Detalhe da textura evidenciando a coloração esverdeada e a foliação bem marcada.



**Figura 3.13** - A) e B) Micaxistos com indícios de fusão parcial in situ (metatexitos), C) e D) Aspecto geral do migmatito diatexito.



**Figura 3.14** - A) Aspecto das ocorrências quartzíticas na Serra da Topa; B) Detalhe da textura sacaroide do quartzito na Serra da Topa.



**Figura 3.15** - A) e B) Afloramentos de muscovita-quartzo xisto.

Intercalações subordinadas daquelas rochas nas ocorrências de quartzitos, de modo geral, são frequentes com os quartzitos formando delgados níveis finamente recristalizados. Neste contexto, os quartzitos poderiam representar um meio termo entre quartzitos e xistos pelíticos, correspondendo a variações laterais de facies sedimentares (Gomes e Vasconcelos, 1991). Os limites ocidentais da faixa de ocorrência dos quartzitos, por seu turno, em grande parte estão balizados com granitoides da Suíte Rajada, os quais marcados por zonas de cisalhamento compressionais.

Os quartzitos são rochas de coloração cinza esbranquiçada, granulação fina a média, foliadas, compostas por quartzo, muscovita, biotita, granada e plagioclásio (Figura 3.15A e B). Nas zonas de contato próximas aos leucogranitos da Suíte Rajada podem apresentar enriquecimento em turmalina.

Em seção delgada evidencia-se um bandamento composicional marcado pela alternância de faixas quartzosas e pelíticas, sendo a composição modal formada por quartzo (50 a 60%), muscovita (20 a 30%), biotita (10 a 15%) e plagioclásio (5 a 10%). Epidoto, granada e zircão estão presentes acessoriamente (GOMES e VASCONCELOS, 1991).

Metacherts (NP1pc) ocorrem amiúde restritos a faixas estreitas não mapeáveis. Sua única ocorrência cartografada está localizada a 27 Km a WNW de Paulistana, onde configura uma lente alinhada N-S, com largura média de 200 m e extensão em torno de 5 Km. Ocorre adjacente a uma faixa de rocha metamáfica e no flanco oriental de grande dobra antiformal, apresentando mergulhos da ordem de 45° para leste. Os metacherts são geralmente maciços, cinza esbranquiçados, com aspecto vítreo, compostos basicamente por sílica amorfa ou criptocristalina, comumente formando níveis intercalados a micaxistos e a rochas metamáficas e metaultramáficas. Acessoriamente pode apresentar minerais opacos disseminados (óxidos de Fe), assim como associar-se a turmalinas, dispendo-se como bandas alternadas com níveis turmaliníferos (Figuras 3.16A e B).

As ocorrências das rochas metamáficas (NP1pm) do Complexo Paulistana estão concentradas no quadrante noroeste da folha homônima, onde formam delgadas faixas alinhadas NW-SE, intercaladas a micaxistos, com dimensões que atingem mais de 20Km de extensão e larguras que variam de centímetros a centenas de metros. Em ocorrências não cartografáveis nos contatos com o batólito da Suíte Intrusiva Afeição, já nas proximidades

do Lineamento Pernambuco, as rochas metamáficas ocorrem intrudidas por granitoides daquela unidade. Nestes sítios as lentes metamáficas, assim como os xistos pelíticos do Complexo Paulistana infletem para norte, exibindo marcante xistosidade subvertical com direção N-S (Figuras 3.17A e B).

As metamáficas do Complexo Paulistana refletem diferentes intensidades do grau metamórfico, sendo representadas principalmente por actinolita xistos de granulação fina. A composição, em geral,

inclui plagioclásio, actinolita, clorita e biotita, podendo encerrar quartzo acessoriamente. Os anfibolitos, de ocorrência mais subordinada, apresentam coloração escura, mineralogia essencial a base de plagioclásio e hornblenda e textura foliada.

Ao microscópio, o anfibolito apresenta textura microfanerítica, fenocristais de plagioclásio e porfiroblastos de epidoto (Figuras 3.18A e B), foliação bem desenvolvida, com cristais de plagioclásio resicristalizados e minerais opacos estirados. A composição modal é formada por hornblenda

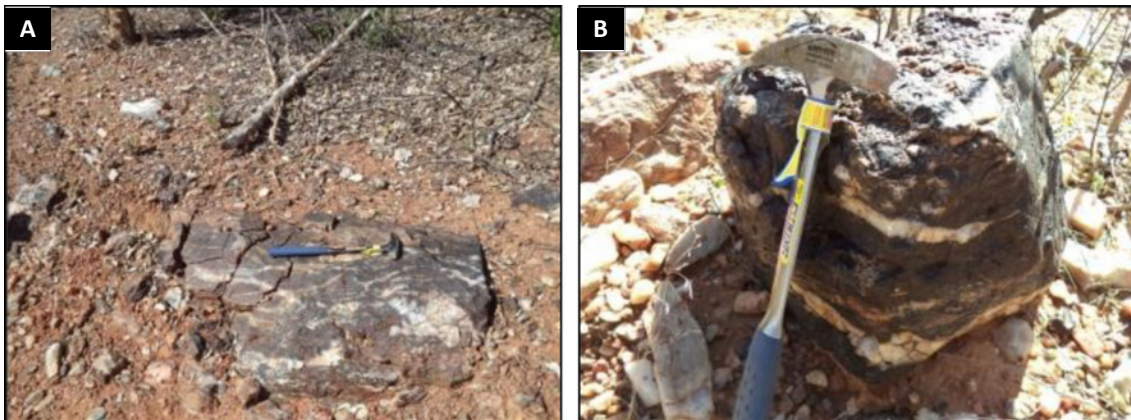


Figura 3.16 - A) e B) Metacherts-turmalíniferos apresentando bandamento característico.

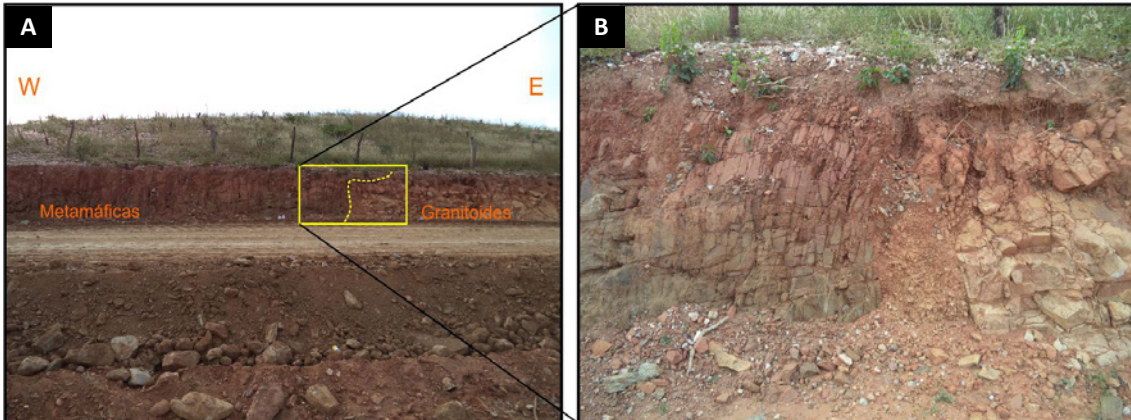


Figura 3.17 - A) e B) Rochas metamáficas intrudidas por granitoides da Suíte Intrusiva Afeição.

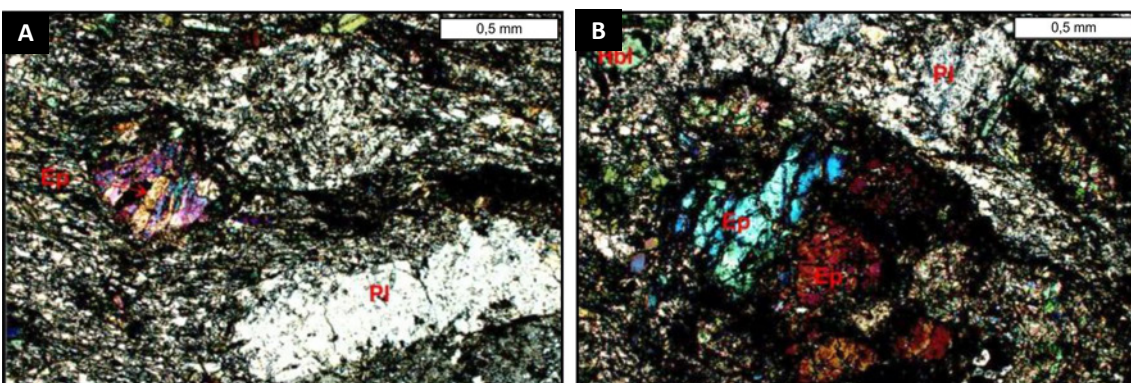


Figura 3.18 - A) e B) Cristais de epidoto e plagioclásio em textura microfanerítica. Ep: epidoto, Pl: plagioclásio.

(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.

Os metagabros (NP1pg) têm como principal ocorrência uma faixa alinhada na direção NW-SE, com pouco mais de 5 Km de extensão e largura de até 1Km, intercalada em xistos pelíticos e localizada a pouco mais 10 Km a WSW de Paulistana. Adjacentes a ela e no seu alinhamento para noroeste, são também registradas outras lentes metamáficas, em parte anfibolitizadas, sugerindo consanguinidade entre elas, e, neste sentido, podendo ser interpretadas as rochas metagábricas presumivelmente como remanescentes preservados da deformação regional.

As rochas caracterizadas como metagabros apresentam texturas isotrópicas a uma incipiente foliação, coloração verde escura, granulação grossa, ocorrendo comumente intercalados a micaxistos (Figuras 3.19A e B). Onde fortemente deformados por cisalhamento, exibem conspícua foliação com direção NW-SE com mergulhos de 30° para SW e caráter anfibolítico. Ao microscópio, os tipos mais deformados se caracterizam por texturas granolepidoblástica, com composição modal formada 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 3.20A e B), com dimensões entre 0,1 e 0,8 mm e podem ocorrer substituído pela biotita. O plagioclásio apresenta forma subidioblástica, hábito granular, com indícios de recristalização, dados pelos contatos retos em polígonos (Figura 3.20C). Os tamanhos variam de 0,1 a 0,6 mm e alteram-se para epídoto. Os minerais opacos

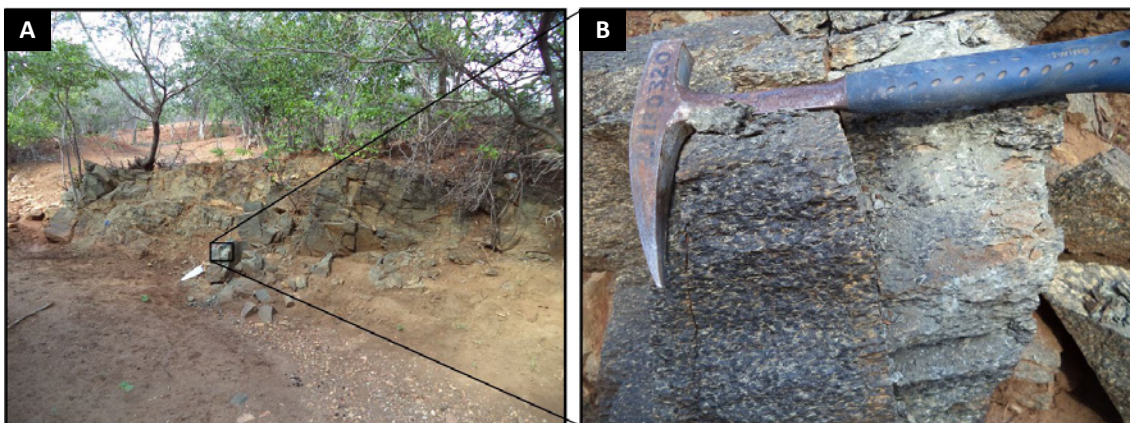
mostram forma xenoblástica, hábito granular, dimensões entre 0,3 a 0,6 mm e podem ocorrer deformados. A biotita apresenta forma xenoblástica, hábito lamelar e ocorre substituindo os cristais de actinolita (Figura 3.20D).

A única faixa cartografada para as rochas metaultramáficas (NP1μp) do Complexo Paulistana na área do projeto, apresenta, em planta, geometria grosso modo lenticular, com maior eixo disposto segundo NW-SE medindo aproximadamente 6 km e largura superior a 2 km, a qual localizada a 5 Km a oeste de Paulistana. Ela separa sequências formadas por quartzo xistos e quartzitos do Complexo Paulistana, localizadas a sul, dos granitoides da Suíte Rajada, que limitam seus contatos a norte, que também em parte mostram interdigitados, sugerindo imbricações tectônicas.

As rochas metaultramáficas compreendem variedades xistificadas e foliadas, além de termos isotrópicos, as primeiras representadas por actinolita-tremolita xistos com clorita e metaclinopiroxênio hornblendíticos e os termos mais maciços por metapiroxenitos.

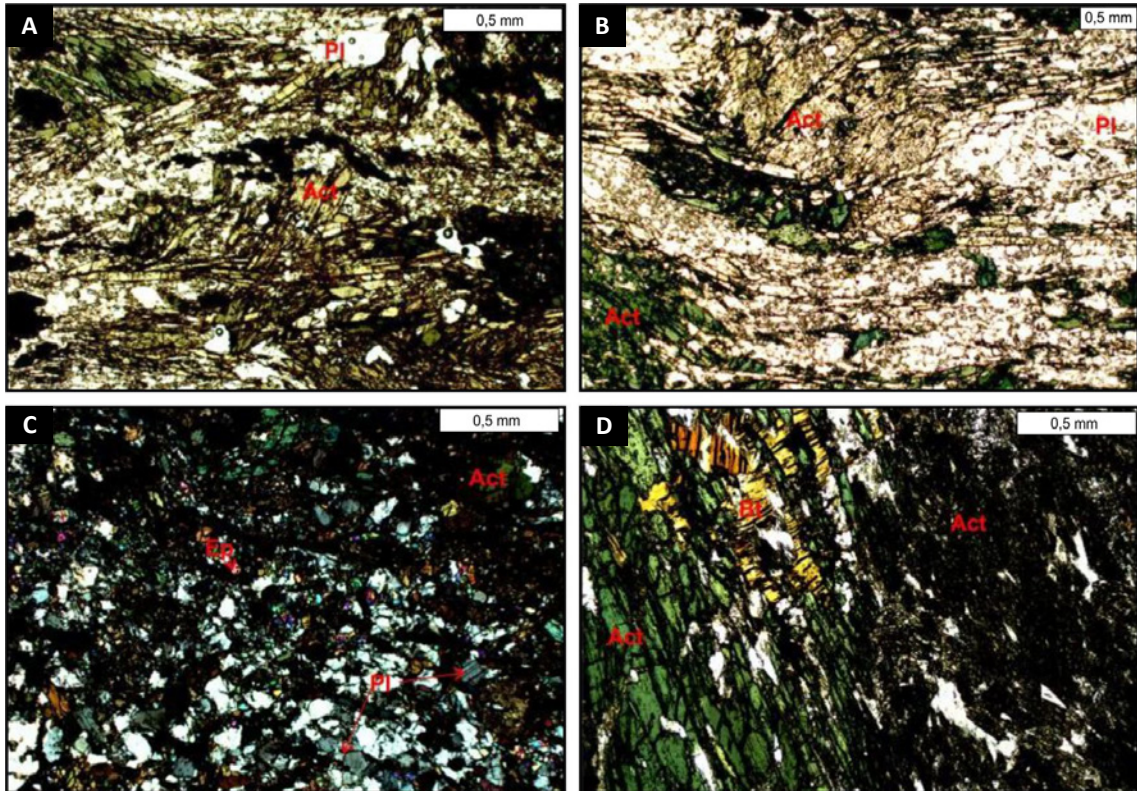
Os xistos ultramáficos comumente ocorrem como lentes intercaladas às rochas metapelíticas, com texturas evidenciando, pelo menos, duas fases de deformação, caracterizadas por uma fase de transposição mais pervasiva, responsável pela pronunciada xistosidade, e a segunda pela crenulação desses planos (Figura 3.21C e D). Em afloramentos próximos as zonas de contato com a Suíte Rajada, as rochas ocorrem entrecortadas por leucogranitos dessa unidade. Credita-se que os protólitos dos xistos poderiam corresponder a vulcânica de composição predominantemente ultramáfica.

Os metaclinopiroxênios hornblêndicos, assim como os xistos ultramáficos, também ocorrem intercaladas aos xistos pelíticos como também com intrusões granitoides da Suíte Rajada (Figuras 3.21A e B). São rochas foliadas, cinza escuras, com mineralogia essencial a base de hornblenda e clinopiroxênio, secundados por plagioclásio. Em escala acessória ocorrem quartzo, epídoto e opacos. Essa associação já sinaliza composição variável entre os polos ultrabásico e básico.

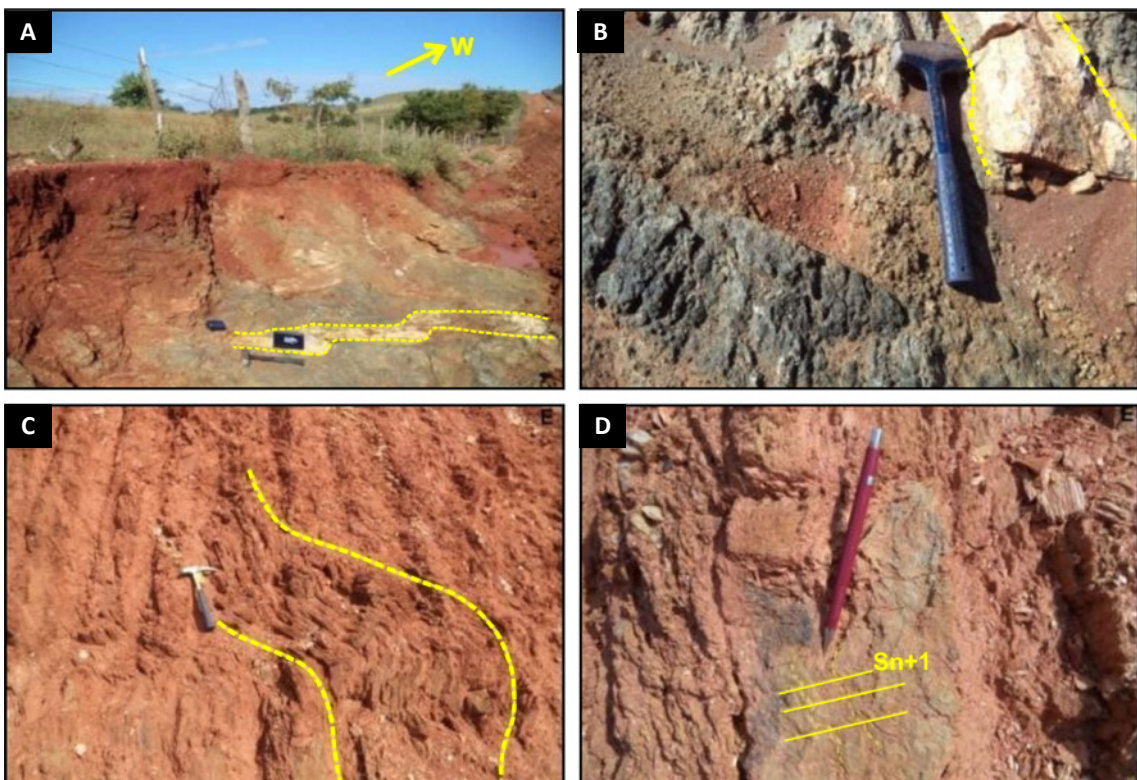


**Figura 3.19** - A) e B) Afloramento de metagabro em leito de rio.





**Figura 3.20** - A) e B) Fotomicrografia de metagabro apresentando textura nematoblástica;  
 C) Cristais de plagioclásio com contatos retos formando polígonos; D) Biotita substituindo cristais de actinolita.  
 Pl: plagioclásio, Act: actinolita, Ep: epidoto e Bt: Biotita.



**Figura 3.21** - A) e B) Rocha metaultramáfica intrudida por apêndices graníticos;  
 C) Dobramento de xisto ultramáfico intercalado com mica xisto;  
 D) Xisto ultramáfico apresentando clivagem de crenulação.

Os metapiroxenitos, a exemplo dos tipos antecedentes, ocorrem intercalados nos xistos pelíticos do Complexo Paulistana como também mostram intrusões de granitoides da Suíte Rajada. Localmente, também foram registradas ocorrências como intrusões nos xistos ultramáficos.

Todas as unidades citadas comumente se mostram profundamente alteradas, caracterizando solos argilosos e avermelhados, frequentemente laterizados e/ou recobertos por cascalheiras, aflorando apenas em ravinas que segmentam essas coberturas.

Ao microscópio, o clinopiroxênio anfíbolito apresenta textura nematoblástica e estrutura bandada e composição modal formada por hornblenda (45%), clinopiroxênio (30%), plagioclásio (15%), quartzo (3%), opacos (3%), epidoto (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 e apresenta inclusões de quartzo. Os cristais de plagioclásio apresentam-se saussuritizados (formando epidoto), apresentam forma xenoblástica, hábito granular, dimensões entre 0,1 e 2 mm (Figura 3.22A e B). 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.

Os actinolita-tremolitita xistos, por sua vez, apresentam textura nematoblástica e estrutura xistosa (Figuras 3.22C e D), com composição modal formada por actinolita-tremolitita (60%), clorita (25%), clinopiroxênio (12%), opacos (2%) e titanita (1%). A actinolita-tremolitita 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.

Os metapiroxenitos, por fim, que apresentam estruturas reliquias formadas por texturas cumuláticas do tipo mesocumulática com clinopiroxênio na fase cúmulus e anfíbolio intercúmulus (Figuras 3.22E e F), têm composição modal definida por clinopiroxênio (40%), hornblenda (30%), tremolitita-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 tremolitita-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.

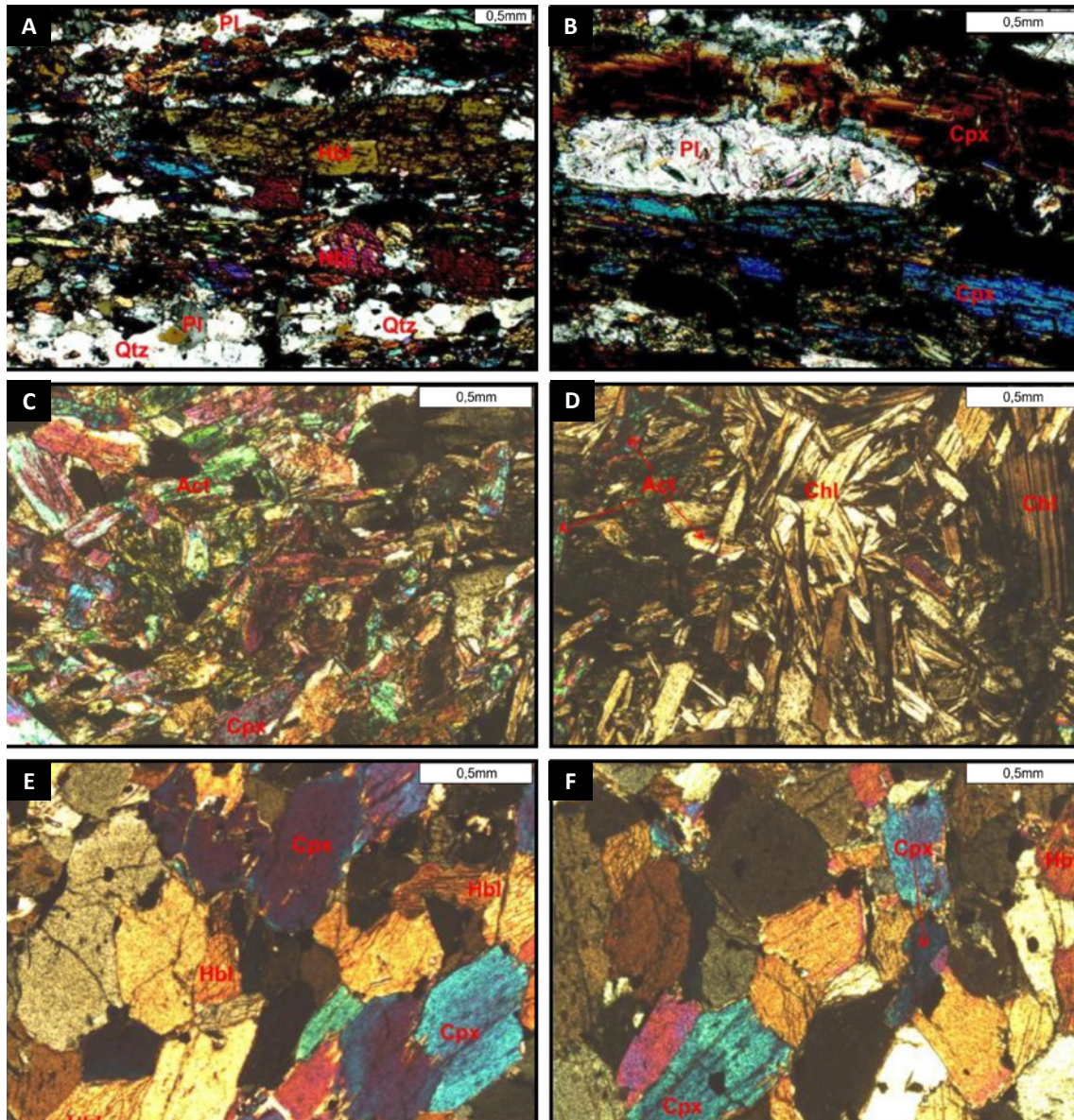
### 3.5. COMPLEXO SANTA FILOMENA (NP1s)

Como antes frisado, o Complexo Santa Filomena ocorre no Domínio Interno da Faixa Riacho do Pontal, com suas unidades aflorando principalmente no âmbito das folhas Paulistana e Santa Filomena, onde configuram grandes faixas dobradas e com feições sigmoides. Os contatos, em grande parte, são tectônicos e formados por zonas de cisalhamento de natureza diversa, com segmentos setentrionais limitadas pelas descontinuidades estruturais associadas ao Lineamento Pernambuco.

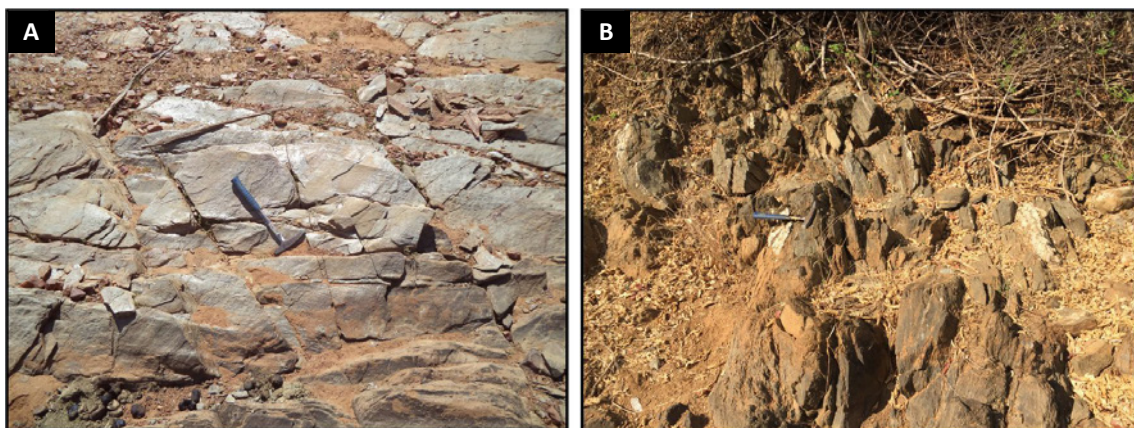
O Complexo Santa Filomena está principalmente caracterizado por espessos pacotes xistos de composição variada, metamorfisados na fácies xisto-verde a anfíbolito alto, localmente com indícios de fusão parcial com formação de migmatitos. Basicamente, são biotita-muscovita xistos com estauroлита, granada, cianita, sillimanita e cordierita, em proporções variadas, biotita xistos e quartzo xistos, com ocorrências subordinadas de xistos grafitosos, quartzitos micáceos e/ou turmaliníferos, metacherts, mármore, sendo ainda anotadas presença de metamáficas, em geral anfíbolitizadas. Em meio a esses contextos são ainda registradas faixas de xistos particularizada por injeções pegmatíticas, assim como sequências reunindo quartzo xistos e quartzitos.

A cartografia da unidade define três principais associações, a principal (NP1s), bastante diversificada, aglutinando xistos de natureza diversa com ocorrências subordinadas de rochas calciossilicáticas (cs), biotita xistos (x), quartzo xistos (qx), xistos grafitosos (xg), xistos com intrusões de veios quartzo-feldspáticos pegmatíticos (xp), quartzitos (q) e sequências reunindo intercalações entre quartzo xistos e quartzitos (xq). A segunda associação, relativamente mais homogênea, é principalmente formada por biotita xistos e granada-biotita xistos (NP1sbx) com ocorrências em menor escala de quartzitos (q), lentes de mármore calcítico (c) e metachert, este sem representatividade cartográfica. A terceira associação aglutina metavulcanitos máficos anfíbolitizados (NP1Bs), que são bastante expressivos no Complexo Santa Filomena.

Biotita xistos, biotita-muscovita xistos e granada-biotita xistos, com proporções variadas de sillimanita e cianita, são as rochas mais expressivas da unidade. Nos afloramentos estudados essas rochas se apresentam com coloração cinza-clara a escura, até avermelhada, quando alteradas, granulação fina a grossa, até porfiroblásticas, e com marcante foliação (Sn), sendo registradas nesses sítios atitudes com direções desde NE-SW a ENE-WSW e mergulhos variando de SE a WSW (Figura 3.23A e B). Entretanto, as atitudes são as mais variadas, refletindo a complexidade estrutural da Faixa Riacho do Pontal, com direções das foliações também oscilando para NW e N-S



**Figura 3.22** - 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. Pl: plagioclásio, Hbl: hornblenda, Qtz: quartzo, Cpx: clinopiroxênio, Act: actinolita e Chl: clorita.



**Figura 3.23** - A) e B) Micaxistos de granulação fina e foliação S<sub>n</sub> bem marcada com mergulhos para SE.

devido aos grandes dobramentos regionais. Um segundo plano de foliação ( $S_{n+1}$ ) frequentemente é observado e é caracterizado por uma clivagem de crenulação.

Nos arredores da cidade de Betânia do Piauí, foi registrada a ocorrência de sillimanita-granada-biotita xisto de coloração acinzentada, com foliação mergulhando  $35^\circ$  para NW (Figura 3.24A). A rocha se notabiliza por uma textura porfiroblástica dada pelos cristais de granada que podem atingir até 3 cm, que se ressaltam envolvidos em níveis félsicos quartzo-feldspáticos entremeados à xistosidade da rocha (Figura 3.24B). Sua mineralogia essencial inclui sillimanita, granada, biotita, quartzo, K-feldspato  $\pm$  plagioclásio. Nesta mesma região também foi anotada a ocorrência de cianita-sillimanita-granada-biotita xisto de coloração cinza a azulada (Figura 3.24C), igualmente notabilizada, a exemplo da rocha anterior, por uma textura porfiroblástica formada por grandes cristais de granada que podem atingir até 5 cm de diâmetro em associação íntima com agregados de cianita (Figura 3.24D). Além dos minerais citados, sua mineralogia ainda inclui de forma subordinada plagioclásio e K-feldspato.

O sillimanita-granada-biotita xisto, que se encontra na zona da sillimanita com associação mineral de sillimanita + granada + biotita + quartzo + K-feldspato  $\pm$  plagioclásio, possui um campo de estabilidade nas grades petrogenéticas para metapelitos no sistema KFMASH e pode indicar condições metamórficas entre fácies

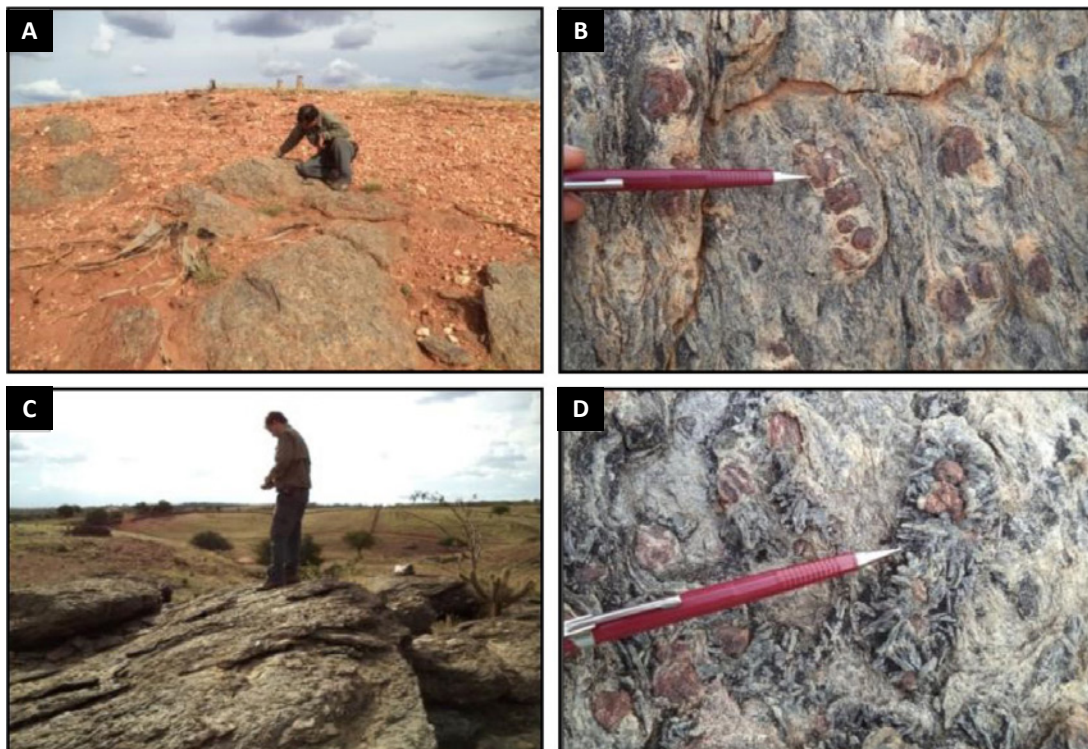
anfíbolito superior e fácies granulito, com pressões acima de 4 kbars e temperatura mínima de  $600^\circ\text{C}$ .

Em seção delgada essa textura lepidoblástica com foliação de xistosidade delineada por bandas quartzo-feldspáticas e outras com predominância de minerais micáceos. A assembleia mineral é composta por quartzo, feldspato, muscovita, biotita, granada, cianita, acículas de sillimanita. Acessórios são rutilo, clorita e opacos.

O cianita-sillimanita-granada-biotita xisto (Figura 3.24C e D) 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  $700^\circ\text{C}$  no fácies granulito (BUCHER e GRAPES, 2011).

Os quartzo xistos apresentam coloração esbranquiçada a avermelhada, e até esverdeada e marcante bandamento composicional, formado por intercalações entre níveis quartzosos e micáceos (Figuras 3.25A e B). Geralmente apresentam granulação fina e mineralogia essencial formada por muscovita, sericita e quartzo.

Em lâmina delgada evidenciam a textura granolepidoblástica, constituída basicamente por quartzo e minerais micáceos. Feldspato foi identificado em escala acessória, sendo representado pelo plagioclásio que ocorre em raros cristais xenoblásticos. O quartzo ocorre em cristais subeudrais e apresenta forte extinção ondulante. Os minerais micáceos apresentam-se em lamelas, alongados e estirados.



**Figura 3.24** - A) Aspecto da ocorrência de sillimanita-granada-biotita xisto nos arredores da cidade de Betânia e D) detalhe da sua textura, onde se evidenciam grandes cristais de granada imersos em meio a porções quartzo-feldspáticas; C) Afloramento de cianita-sillimanita-granada-biotita xisto e D) detalhe da sua textura onde sobressaem grandes cristais de granada associados a agregados de cianita.

Os quartzitos estão representados principalmente turmalina-muscovita quartzitos, que ocorrem tanto em meio à associação indiferenciada do Complexo Santa Filomena (NP1s) como na monótona sequência formada por biotita xistos e granada-biotita xistos (NP1s<sub>bx</sub>). Neste último conjunto configuram faixas alongadas segmentadas, mapeáveis, que contornam o Morro do Torto, a NNE da cidade de Paulistana, se estendendo para leste por vários quilômetros ao longo do contato com ortognaisses do Complexo Morro do Estreito, onde se destacam na topografia local como cristas alinhadas. Nas ocorrências a leste do Morro do Torto o quartzito é afetado por intenso faturamento, com atitudes em média de 315/35, e apresenta foliação S<sub>n</sub> bem marcada com valores em torno de 225/45.

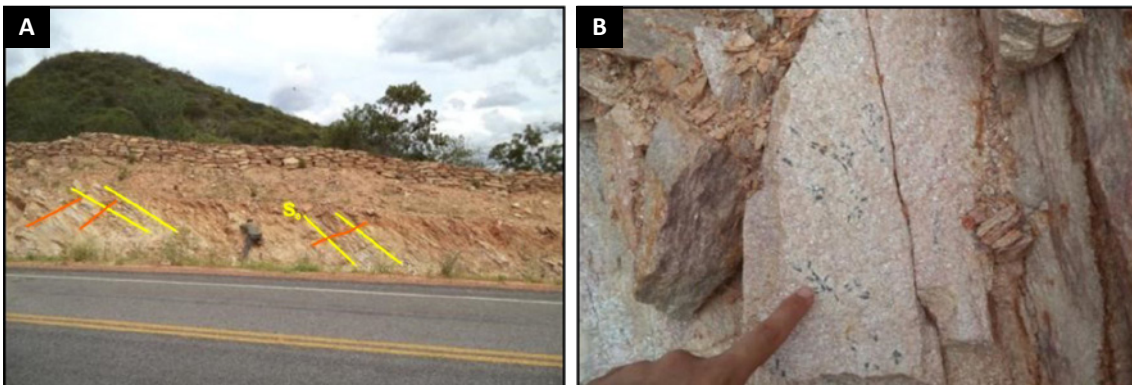
São rochas de coloração esbranquiçada a bege, granulação média a grossa, compostas por quartzo, muscovita e turmalina, ocorrendo feldspatos de forma acessória (Figura 3.26A e B).

As ocorrências de mármore estão localizadas a aproximadamente 6 km a noroeste da cidade de Santa Filomena, no âmbito da folha homônima, onde configuram

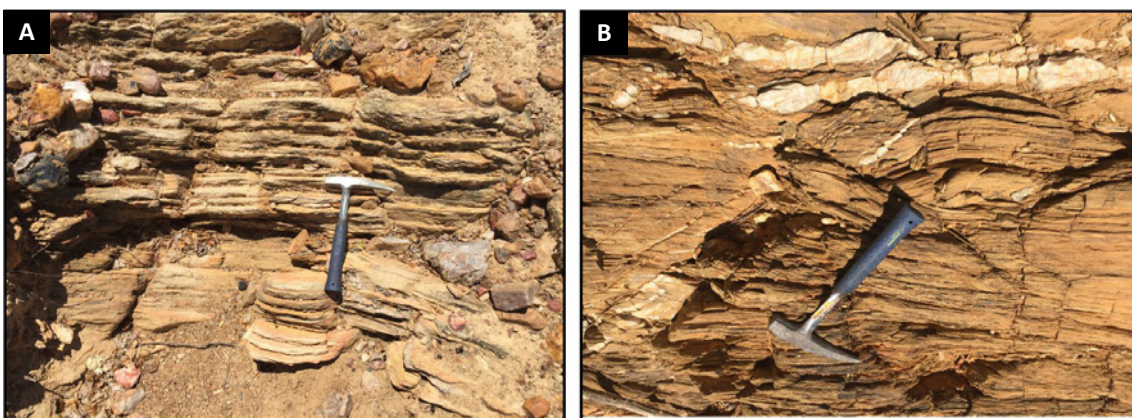
duas lentes alongadas com mais de 10 km cada, alinhadas na direção NE-SW e intercaladas aos xistos predominantes formados basicamente por biotita xistos e granada-biotita xistos (NP1s<sub>bx</sub>), normalmente com contatos gradativos para xistos carbonáticos (calcixistos).

São caracterizados por coloração cinza-clara a esbranquiçada, granulação média, textura sacaroidal, aspecto bandado, com faixas de metacalcário puro alternadas com faixas impuras (Figuras 3.27A e B). São mármore basicamente calcíticos, com impurezas representadas pelo quartzo, mica, actinolita e diopsídio.

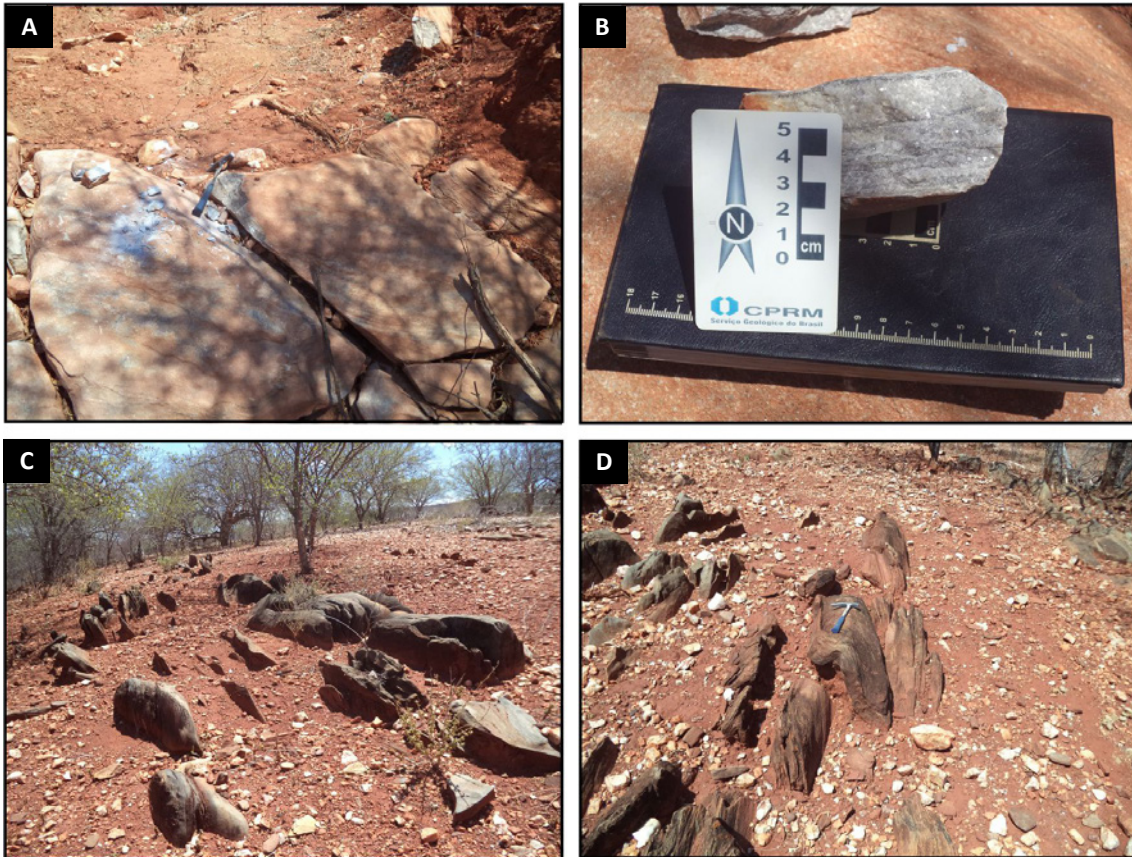
Nas ocorrências próximas a localidade de Poço da Pedra os corpos de mármore calcíticos são mais impuros e notavelmente laminados, sendo registrados ocorrências de óxido de manganês associadas à sua degradação, levando a hipótese da presença de carbonatos e/ou silicatos de manganês na sua composição (rodocrosita, rodonita). Os mármore apresentam coloração cinza escura, granulação fina, com suas camadas alinhadas na direção leste-oeste, localmente evidenciando dobramentos cerrados (Figuras 3.27C e D).



**Figura 3.25** - A) Afloramento de corte de estrada mostrando quartzito com foliação penetrativa e fraturamento associado; b) Detalhe da textura do turmalina-muscovita quartzito. Notar presença da turmalina, que se resalta como pequenos cristais prismáticos dispersos na textura da rocha.



**Figura 3.26** - A) Afloramentos de quartzito apresentando marcante bandamento composicional formado por intercalações entre níveis silicosos e micáceos; B) Detalhe de níveis lenticularizados de quartzito concordantes e discordantes da foliação.



**Figura 3.27** - A) e B) Aspecto dos mármore calcíticos na região de Santa Filomena; C) Visão geral do afloramento do mármore calcítico associado a óxido de manganês; D) Mármore calcítico impuro notavelmente laminado e fortemente dobrado.

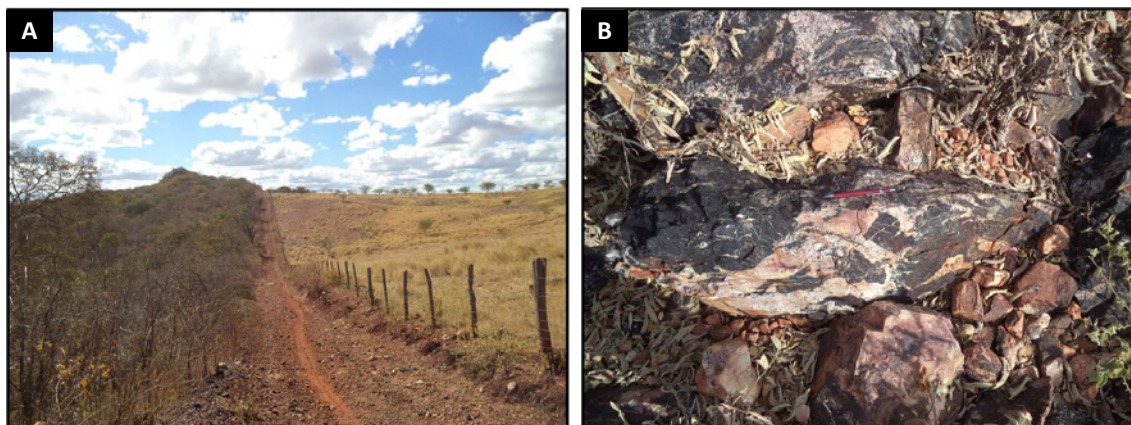
Os corpos de metacherts do Complexo Santa Filomena, não mapeáveis na escala de trabalho, de maneira similar àqueles dos complexos Paulistana e Monte Orebe, apresentam-se geralmente intercalados com mica xistos e metamáficas. Realçam a topografia como elevações alongadas segundo trend regional (Figura 3.28A). São caracterizados por um bandamento centimétrico alternando níveis de sílica e níveis de turmalinas, podendo também ocorrer com estrutura maciça (Figura 3.28B), predominando nestes casos a turmalina na sua composição e caracterizando a rocha mais como um turmalinito. Minerais opacos (óxidos de ferro) ocorrem de forma acessória. Nesta variedade predomina uma coloração cinza escura.

No âmbito do Complexo Santa Filomena é comum a ocorrência de rochas máficas metamorfolizadas em condições de fácies xisto verde a anfibolito, comumente na forma de tectonic slices intercaladas às rochas metapelíticas representadas por xistos de natureza diversa (Figuras 3.29A e B). Suas principais ocorrências estão localizadas no âmbito da Folha Paulistana, onde configuram faixas dobradas que se estendem por quilômetros intercaladas em unidades xistosas, destacando-se uma delas por ocorrer por mais de 35 Km adjacente ao contato com ortognaisses do Complexo Morro do Estreito.

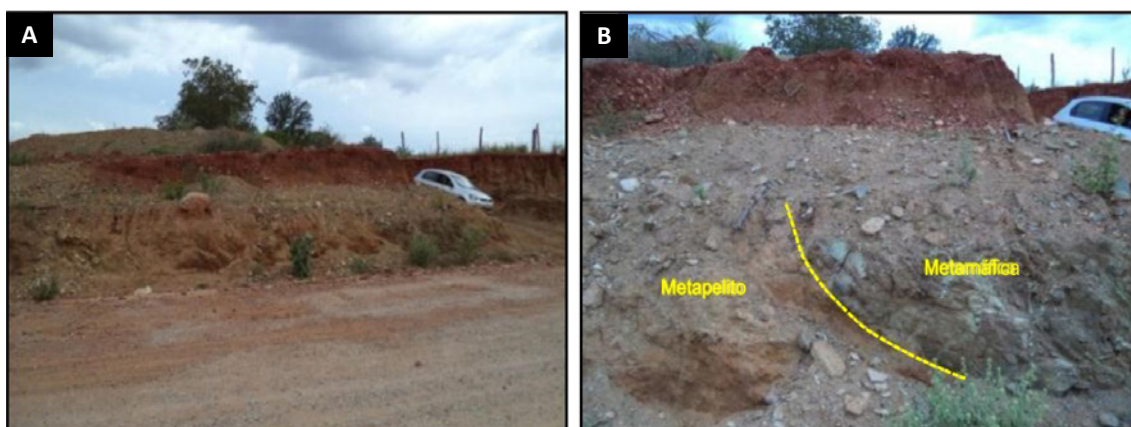
As rochas metamáficas estão representadas em sua maioria por anfibolitos de granulação fina a média com foliação incipiente a penetrativa.

No leito do Riacho Campo Belo, próximo ao corte da Ferrovia Transnordestina, as rochas metamáficas estão representadas por granada anfibolitos silicificados (Figuras 3.30A e B), localmente apresentando uma textura do tipo Garbenschiefer formada por cristais de anfibólios dispostos de forma randômica (Figura 3.30D). A silificação é materializada pela presença de veios de quartzo intercalados às rochas metamáficas, dobrados e falhados em conjunto com as hospedeiras. Nessas ocorrências a rocha metamáfica em geral é maciça, localmente apresentando bandamento composicional primário, de certa forma rítmico, cuja origem é creditada a alternância de pulsos magmáticos do vulcanismo basáltico (Figura 3.30C).

A microscopia do anfibolito mais representativo da unidade apresenta textura microfanerítica, fenocristais de plagioclásio parcialmente recristalizados e porfiroblastos de epidoto (Figuras 3.31A e 3.31B), e mostra uma foliação bem desenvolvida, marcada pelo alinhamento de cristais prismáticos de hornblenda e de minerais opacos estirados. Sua composição modal é formada basicamente por hornblenda (35%), plagioclásio



**Figura 3.28** - A) Relevo local com a elevação sustentada por metacherts; B) Detalhe da textura do metachert maciço (cor escura) entrecortado por vênulas de quartzo leitoso.



**Figura 3.29** - A) Aspecto de um afloramento de rocha metamáfica do Complexo Santa Filomena; B) Rocha metamáfica intemperizada intercalada com metapelitos, justaposta tectonicamente aos metassedimentos.

(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 na matriz 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.

A variedade anfibolítica enriquecida em granada (granada anfibolito), por sua vez, ao microscópio, é caracterizada por uma foliação mais incipiente, impressa pelos minerais micáceos e pelo anfibólio, textura granonematoblástica (Figura 3.31C) e pode mostrar uma textura Garbenschiefer dada pela disposição aleatória de cristais de hornblenda, como observado mesoscopicamente (Figura 3.31D). Sua composição modal inclui 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 de 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, apresenta textura granoblástica e inclusões de plagioclásio, epídoto, assim como sobrecrescimento de minerais opacos (Figura 3.31C).

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 3.31E).

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, e substitui os cristais de anfibólio, podendo ocorrer cloritizada (Figura 3.31F). O epídoto ocorre na forma xenoblástica a subidioblástica, com hábito granular e tamanho variando entre 0,05 a 0,1 mm, como também substituindo o plagioclásio, a biotita e a hornblenda.



**Figura 3.30** - A) Afloramento de anfibolito no leito do Riacho Campo Belo; B) Detalhe da textura do anfibolito em bloco residual neste mesmo afloramento; C) Granada anfibolito apresentando bandamento rítmico supostamente primário; D) Textura do tipo Garbenschiefer em granada anfibolito.

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, que apresentam forma xenoblástica, tamanhos entre 0,3 a 1,5 mm e ocorrem em geral sobrecrecendo nos demais minerais, como supracitado.

### 3.6. COMPLEXO BREJO SECO (NP1bs)

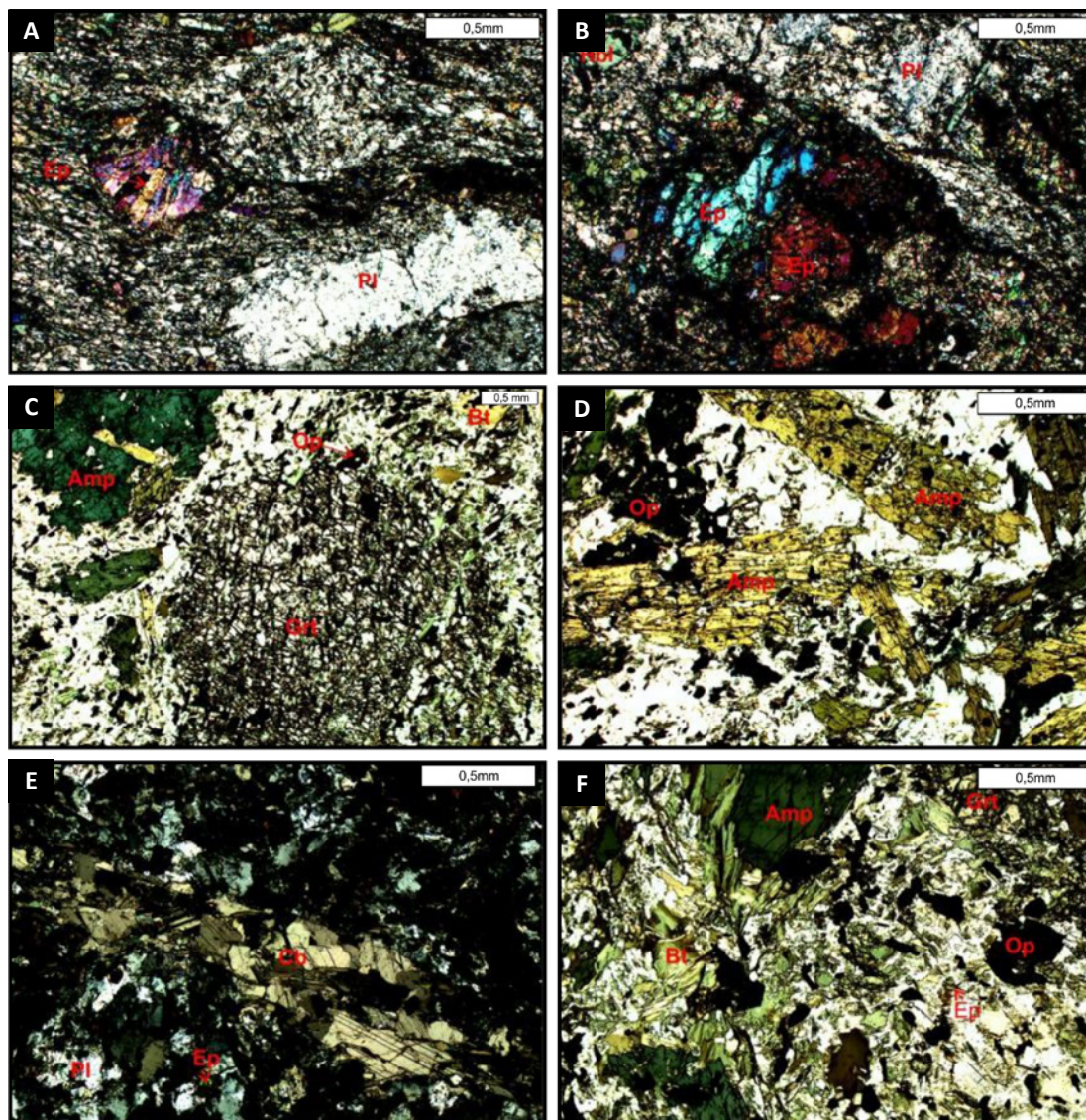
Na área do projeto o Complexo Brejo Seco, da Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal, é composto por uma sequência reunindo rochas metabásicas, anfibolitizadas ou não, com níveis subordinados de metavulcânicas ácidas, metatufos, metapelitos, metacherts e metagrauvas, além de espessos pacotes de quartzitos. Apresenta intrusões de complexos máfico-ultramáficos, correspondentes aos corpos de Brejo Seco e São Francisco de Assis, que são correlacionados com intrusões acamadadas continentais (CAXITO, 2013; CAXITO et al, 2014). Todas as unidades citadas estão concentradas no âmbito da Folha Riacho Queimadas, formando amplas faixas de ocorrência grosseiramente dispostas na direção NE-SW

O grau metamórfico da sequência que forma o Complexo Brejo Seco é compatível com a fácies xisto-verde até localmente anfibolítico, conforme indicam as paragénesis minerais das rochas metabásicas e dos xistos pelíticos. A unidade é interpretada como de natureza ofiolítica, localizada na borda (fore-arc) de um arco magmático toleítico (Marimon, 1990). Corresponde ao Complexo Morro Branco de Caxito (2013), que exclui as intrusivas máfico-ultramáficas.

Segundo Marimon (1990), essa unidade metavulcanossedimentar, abstraindo os corpos plutônicos, é formada por três domínios, os quais discriminados na carta geológica, ou seja, (i) domínio vulcânico (NP1bsv), reunindo metabásicas, foliados ou não, com intercalações de metavulcânicas félsicas dacíticas, riódacíticas, além de metatufos, com ocorrências subordinadas de metacherts e metapelitos; (ii) domínio sedimentar turbidítico, composto por metagrauvas, metapelitos, formações ferríferas e metacherts (NP1bsg) e (iii) domínio metassedimentar arenítico (NP1bsq).

As rochas metabásicas correspondem a metabasaltos maciços a foliados, frequentemente anfibolitizados, além de metagabros, que ocorrem comumente formando corpos alongados intercalados à sequência xistosa.





**Figura 3.31** - A) e B) Fenocristais plagioclásio e porfiroblastos de epidoto; C) Granada com sobrecrecimento de minerais opacos; D) Granada anfibolito com textura Garbenschiefer; E) Cristais de plagioclásio e agregado de carbonatos; F) Biotita cloritizada. Pl: plagioclásio, Ep: epidoto, Hbl: hornblenda, Bt: biotita, Grt: granada, Op: opacos, Amp: anfibólio e Cb: carbonato.

Os metagabros são de granulação média, cor cinza-escuro a verde-clara, com texturas maciças, algo orientadas ou brechadas. Podem apresentar bandamento alternando horizontes escuros compostos por anfibólio e piroxênio e bandas claras compostas por plagioclásio.

Os anfibolitos, por sua vez, apresentam foliação bem marcada, com direções controladas pelos trends das estruturas regionais, que variam de E-W a NE, com baixos mergulhos a subverticais. São rochas de coloração esverdeada, compostas basicamente por anfibólio e plagioclásio (Figuras 3.32A, B, C e D).

Os quartzitos do domínio metarenítico de Marimon (1990), que na área do Projeto formam extensas e monótonas sequências, estão representados por ortoquartzitos, muscovita quartzitos e sericita quartzitos, expostos na forma de cristas alongadas na direção E-W, comumente com afloramentos apresentando

foliação tectônica de alto ângulo. São rochas de coloração esbranquiçada (Figura 3.33A e B), localmente amarelada, em geral, possuindo granulação fina, textura sacaróide, com quartzo essencial na composição, ocorrendo em escala acessória e em quantidades variáveis muscovita e/ou sericita, comumente alinhadas e definindo uma marcada foliação quando em percentuais elevados.

### 3.6.1. Corpo Máfico-Ultramáfico Brejo Seco (NP1µbs)

Como antes frisado, o Corpo Máfico-Ultramáfico de Brejo Seco corresponde a uma intrusão máfico-ultramáfica acamadada mineralizada em Ni, Cu, Fe, Ti e elementos do grupo da platina (EGP), com acamamento ígneo tectonicamente invertido, usualmente com mergulhos elevados para norte.

A intrusão máfico-ultramáfica de Brejo Seco ocorre no extremo oeste da Faixa Riacho do Pontal, na Folha Riacho Queimadas, formando uma faixa com alinhamento ENE-WSW, com grande parte dos seus limites balizados pelas rochas da associação metavulcanossedimentar da unidade homônima. Esses contatos são basicamente tectônicos, marcados por zonas de cisalhamento compressionais com caimento para norte. A oeste, a intrusão está limitada pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba, tendo os contatos setentrionais em grande parte encobertos por espessas coberturas cenozoicas.

Na área de estudo os litótipos da unidade estão agrupados em dois conjuntos, um reunindo metanortositos, meta olivina-gabros, metagabros e metatrocitolitos (NP1δbs) e o segundo basicamente formado por metaultramafitos serpentinizados (NP1μbs).

Uma ocorrência identificada como um metanortosito, localizada próxima ao contato com as rochas metasedimentares do complexo Brejo Seco e aflorante no leito de um rio (Figura 3.34A), mesoscopicamente, está caracterizada por uma rocha coloração bege, foliação bem marcada e subverticalizada, com mergulho de 78° para norte, e composição essencial a base plagioclásio, com piroxênio acessório, localmente evidenciando finas camadas de ilmenita e magnetita (Figura 3.34B).

Em corpos gabroicos, que usualmente estão expostos na forma de blocos rolados e lajedos in situ, foram identificados tipos apresentando bandamento composicional e textura cumulática (Figura 3.35A e B).

Os troctolitos, da sua parte, anotados em afloramentos na forma de blocos rolados e lajedos in situ (Figura 3.36A), também apresentam caracteristicamente um bandamento ígneo mili a centimétrico, formado pela alternância entre níveis de plagioclásio e de olivina (Figura 3.36B). São rochas de coloração cinza a esverdeada, que além de plagioclásio e olivina serpentinizada, apresentam piroxênio subordinado e opacos disseminados.

Figura 3.36: As metaultramáficas serpentinizadas (serpentinitos) descritas em campo apresentam coloração esverdeada, ocorrendo de modo geral bastante intemperizadas e expostas em meio a crostas lateríticas (Figura 3.37A). Alterações hidrotermais estão principalmente materializadas pela silicificação, retratadas por tramas de veios de calcedônia ao estilo stockwork (Figura 3.37B). No depósito de Ni laterítico, sob concessão da empresa Piauí Niquel S/A e que abrange áreas da antiga mina de amianto da Sano Nordeste S/A, ocorre um perfil de solo composto por regolito de serpentinito silicificado rico em garnierita e óxido de manganês (Figura 3.37C e D). Em seção delgada, os serpentinitos apresentam granulação fina e notável foliação definida essencialmente pelo alinhamento único de serpentina lamelar límpida, que também

ocorre como cristais amorfos, formando faixas com impregnação de substância avermelhada, onde minerais opacos ocorrem dispersos.

### 3.6.2. Corpo Máfico-Ultramáfico São Francisco de Assis (NP1μbf)

O Corpo Máfico-Ultramáfico São Francisco de Assis ocorre aproximadamente a 40 km a nordeste do corpo intrusivo de Brejo Seco, ao redor da cidade homônima, com afloramentos esparsos, encontrados em ravinas e em drenagens secas, formados basicamente por gabros e serpentinitos (CAXITO, 2013). Sua área de ocorrência forma uma faixa alinhada na direção NE, com eixo maior com mais de 12 Km, com grande parte de seus contatos limitados por coberturas cenozoicas e sedimentos da Bacia do Parnaíba. Os serpentinitos anotados pelo projeto (Figuras 3.38A e B), que são os principais constituintes da unidade, são extremamente silicificados e usualmente apresentam silexitos associados. Podem apresentar alteração propílica e carbonatação e geralmente são fraturados e com granulação fina a média.

Petrograficamente, os serpentinitos silicificados apresentam coloração cinza-médio esverdeada, com granulação fina, foliação proeminente, a qual definida essencialmente por serpentina lamelar límpida. Acessoriamente é notado carbonato de coloração marrom claro, possivelmente siderita e outro mineral incolor, possivelmente a magnesita. Opacos ocorrem de forma dispersa.

Os silexitos, que são produtos de alterações hidrotermais das rochas ultramáficas, apresentam cor bege a ocre, são maciços e podem apresentar veios de calcedônia.

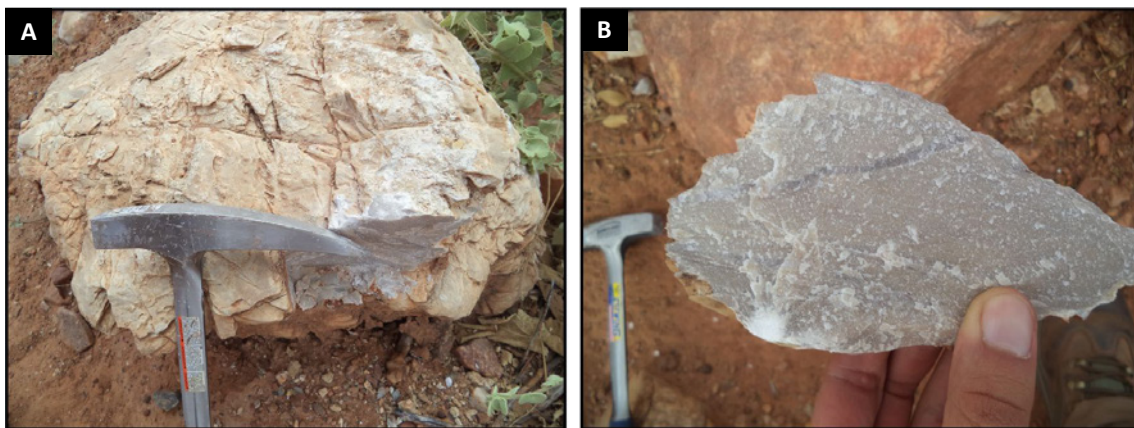
### 3.7. SUÍTE INTRUSIVA AFEIÇÃO (NP1γaf)

A Suíte Afeição representa um magmatismo granítico característico à Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal, formado por granitos principalmente calci-alcalinios e peraluminosos ricos em K, que ocorrem intrusivos nas sequências supracrustais pertencentes aos complexos Paulistana, Santa Filomena e Brejo Seco, assim como nos ortognaisses do Complexo Morro do Estreito (CAXITO, 2013; BRITO NEVES et al., 2015).

As ocorrências dos granitoides da Suíte Afeição estão concentradas entre as folhas Paulistana e Santa Filomena, sob forma de corpos circunscritos (diápiros) e com formatos alongados. Uma conspícua foliação anastomosada ao redor de augen de K-feldspato normalmente é observada nas periferias dos plútons, em geral concordante com a foliação das encaixantes, com os núcleos das intrusões localmente apresentando zonas indeformadas e marcadas pela presença dos granitos porfiríticos (CAXITO,



**Figura 3.32** - A), B) e C) Aspectos das ocorrências de anfibolito intercalado com micaxistos do Complexo Brejo Seco; D) Afloramento de metagabro intemperizado.



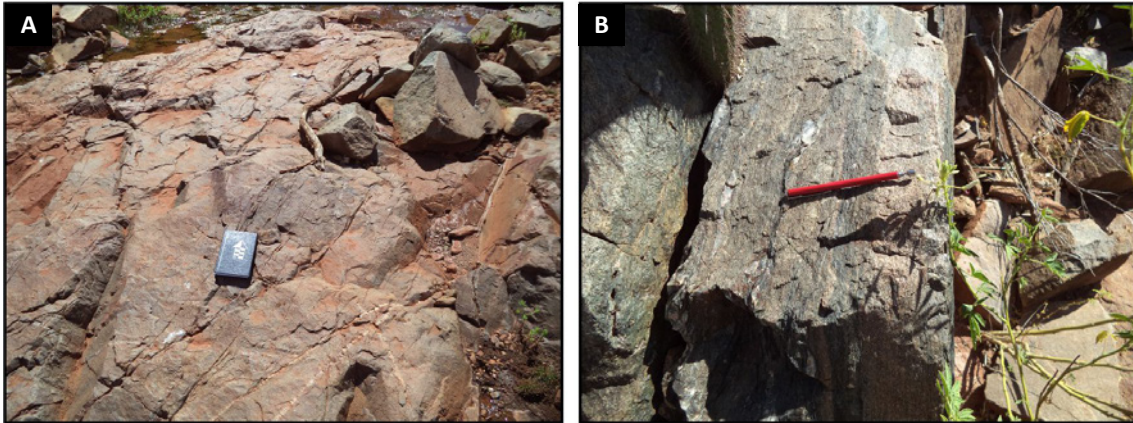
**Figura 3.33** - A) e B) Quartzito apresentando granulação fina e textura sacaróide.

2013). A composição varia de granítica a granodiorítica, com termos monzo e sienogranítico subordinados.

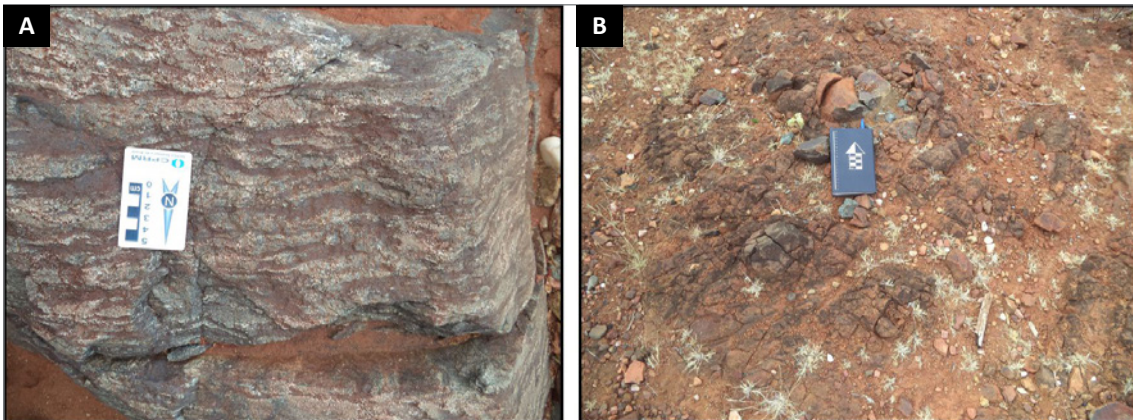
Os augen gnaisses, as rochas mais características da unidade, apresentam matriz fortemente foliada, de cor cinza, granulação média a grossa, composta por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, onde sobressaem grandes cristais de feldspato potássico, parcialmente recristalizados, entremeados à estrutura foliada e denotando uma textura porfirítica seriada (Figuras 3.39A, B, C e D). Os porfiroclastos de K-feldspato variam

de 1 a 3 cm de tamanho, podendo mostrar assimetria ou não e comumente se apresentam facoides. Na matriz o quartzo normalmente define níveis fitados com formas lenticularizados e com texturas granoblásticas, que se alternam com níveis dominados por minerais micáceos (biotita) e por feldspatos.

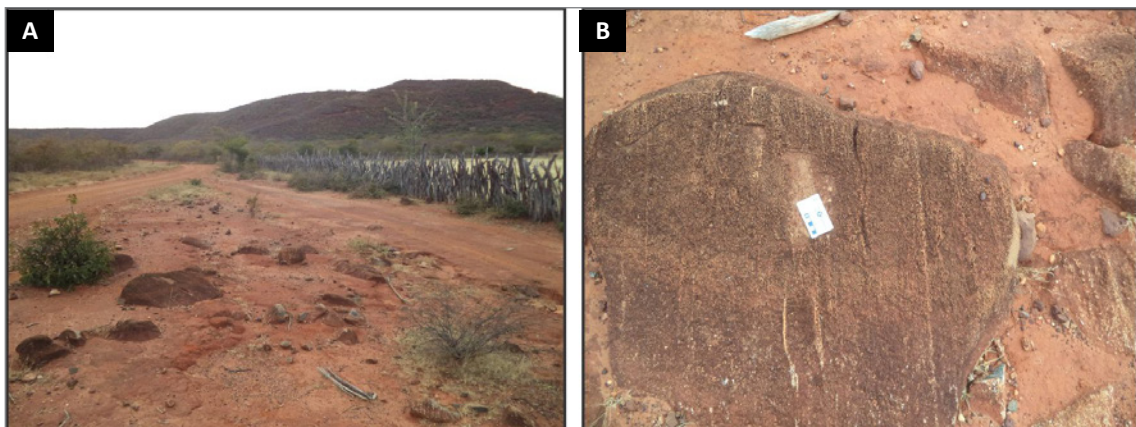
Na microscopia evidencia-se textura porfiroblástica, em matriz granoblástica de granulação média. Composicionalmente, os augen gnaisses podem ser classificados como monzogranitos e granodioritos.



**Figura 3.34** - A) Afloramento de anortosito em leito de rio; B) Anortosito apresentando bandamento alternado níveis ricos em plagioclásio e finas camadas de magnetita e ilmenita.



**Figura 3.35** - A) Leucogabro apresentando bandamento composicional e textura cumulática; B) Afloramento in situ de metagabro intemperizado.



**Figura 3.36** - A) Leucogabro apresentando bandamento composicional e textura cumulática; B) Afloramento in situ de metagabro intemperizado.

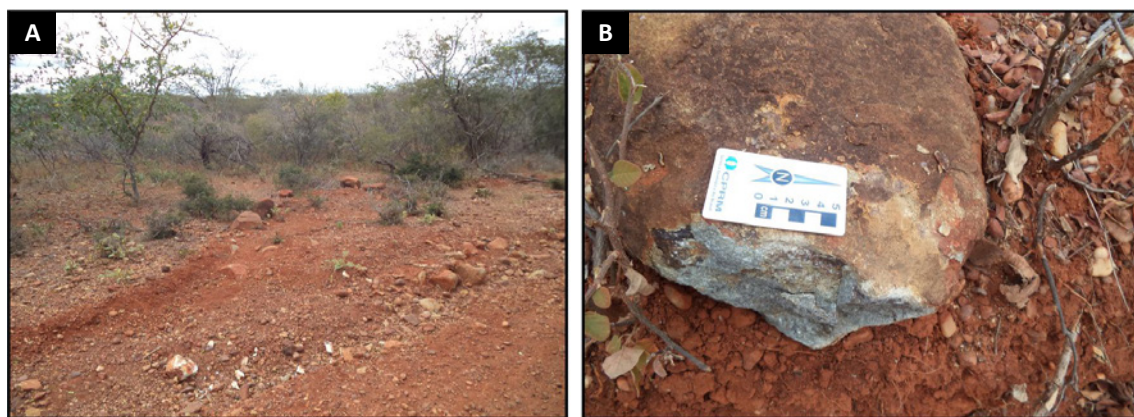
### 3.8. COMPLEXO MONTE OREBE (NP1mo)

O Complexo Monte Orebe caracteriza uma grande estrutura sinformal de direção E-W da Zona Central da Faixa Riacho do Pontal, com mais de 100 Km de comprimento

e 10 a 20 Km de largura, separando as zonas Interna e Externa da Faixa Riacho do Pontal. Tectonicamente caracteriza uma faixa com deformação complexa, tanto com empurrões para sul, como sistemas de cisalhamento transcorrentes tardios de direção E-W (CAXITO, 2013).



**Figura 3.37** - A) e B) Afloramento de serpentinito apresentando veios de calcedônia originada por silicificação; C) e D) Regolito rico em garnierita e óxido de manganês.

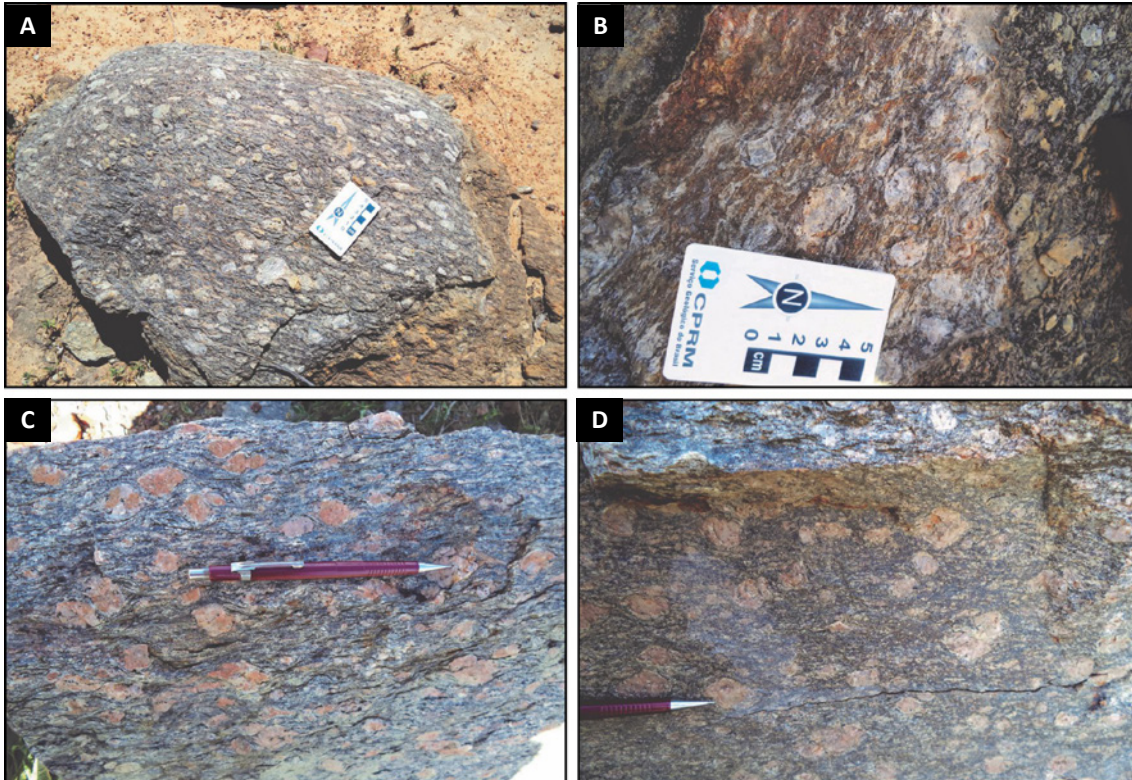


**Figura 3.38** - A) e B) Afloramento de serpentinito silicificado em blocos rolados.

Consiste numa sequência metavulcanossedimentar formada por mica xistos, filitos, metarritimitos, metacherts, quartzo xistos, xistos grafitosos, lentes de mármore, e com expressiva participação de metavulcânicas básicas, comumente anfibolitizadas, que formam lentes métricas a quilométricas em íntima associação com níveis de metachert. Rochas metaultramáficas, representadas por clorita xistos, talco-clorita xistos, tremolita-actinolita xistos e talco xistos, além de prováveis metatufos básicos ricos em epídoto e plagioclásio, são anotados como níveis bastante subordinados intercalados às metavulcânicas predominantes.

Como ponto a destacar, são identificadas na unidade bandas recorrentes intercaladas às rochas metabásicas formadas por rochas de aspecto granitoide, basicamente feldspática, e de composição trondhjemítica, para as quais admite-se correspondência com plagiogranitos, corroborando para o contexto vulcânico do Complexo Monte Orebe, pelo menos parcialmente, sua presumível relação com remanescentes de uma crosta oceânica de natureza ofiolítica.

As faixas de ocorrência da unidade se distribuem irregularmente nos segmentos meridionais das folhas Paulistana e Santa Filomena, grosso modo, alinhadas ENE-WSW,



**Figura 3.39** - A) Granodiorito porfirítico com fenocristais de feldspato potássico; B) Cristais de feldspato potássico em forma facoidal; C e D) Augen gnaisse tipo da Suíte Afeição.

acompanhando as estruturas dobradas regionais. Seus contatos são principalmente com as rochas dos Complexo Santa Filomena, a norte, e com aquelas do Grupo Casa Nova, a sul, sendo em grande parte tectônicos e marcados por zonas de cisalhamento compressionais sinistrais de direção E-W com caimento para norte. A cartografia geológica, além de segmentos indiferenciados (NP1mo), discrimina faixas para quartzo xistos (qx), micaxistos (x), xistos grafitosos (xg), metacherts (c), metarritmitos (r), filitos (f), anfibolitos vulcanogênicos associados a metaultramáficas, metatufos máficos e félsicos (v), além de lentes de metacalcário (cc).

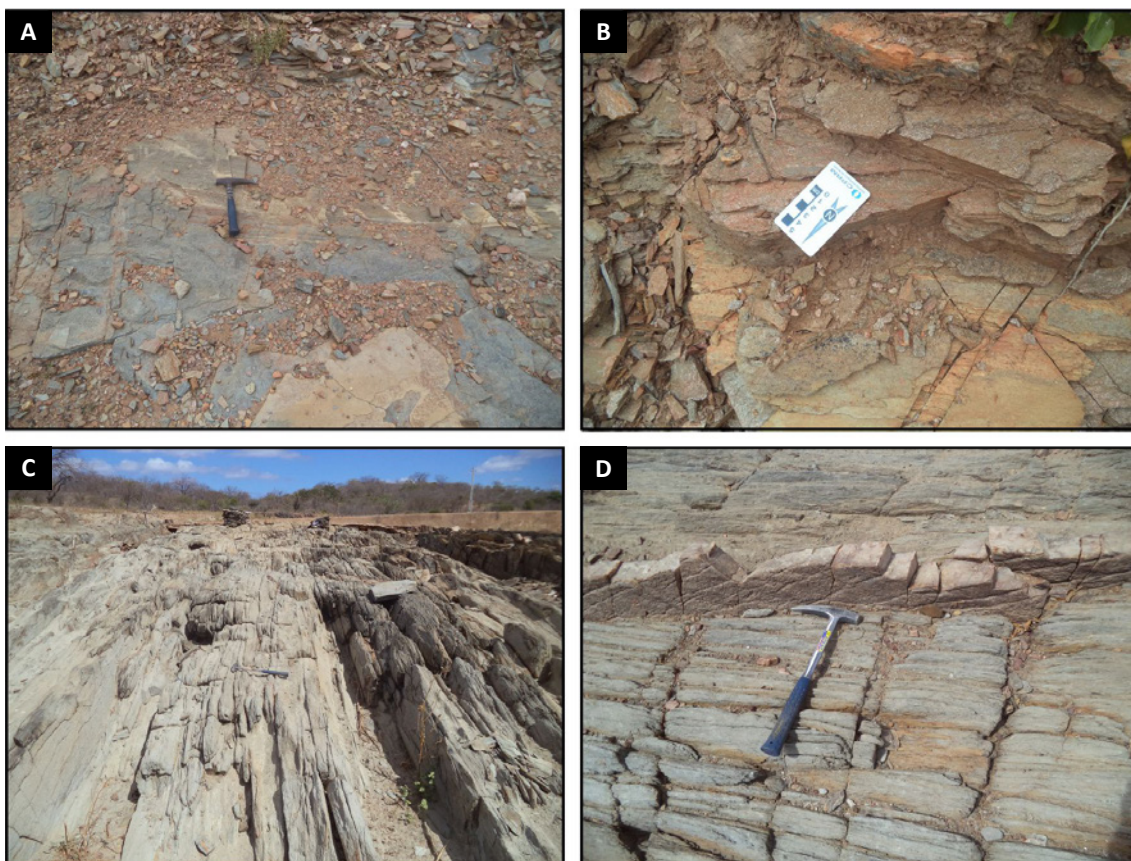
Os xistos pelíticos (NP1mox), um dos litótipos predominantes do Complexo Monte Orebe, apresentam cor bege a cinza com tons avermelhados quando alterados, granulação fina a média (Figuras 3.40A e B), com a xistosidade, por vezes, retratando alternância entre domínios de quartzo e domínios micáceos, caracterizando a rocha mais como um quartzo xisto. Em algumas ocorrências visitadas próximas a zonas de cisalhamento de alto ângulo a rocha exibia foliação subvertical com direção leste-oeste (Figura 3.40C). As paragêneses minerais comumente indicam fácies xisto verde, podendo em alguns casos chegar a anfibolito superior. Intercalações de metacherts e xistos grafitosos, são frequentes e indicam ambiente marinho na formação das rochas. Localmente foram anotados diques aplíticos de composição granítica, centimétricos, intercalados à xistosidade das rochas (Figura 3.40D).

Petrograficamente, os micaxistos são classificados como sericita-muscovita-biotita xistos, mica-quartzo filito, xistos, muscovita-biotita quartzo xistos e sericita-filito xistos. A mineralogia inclui biotita, plagioclásio, sericita, muscovita e quartzo, podendo apresentar carbonatos neoformados dispostos em finos leitões. Granada pode ocorrer de forma eventual. A textura geralmente é lepidoblástica, podendo gradar para granoblástica, nos termos mais quartzosos.

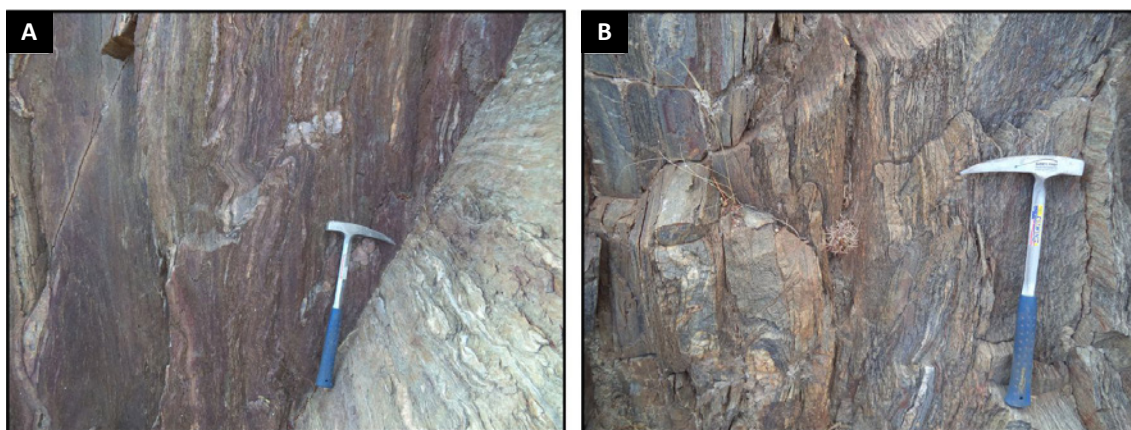
Nos afloramentos observados pelo Projeto, os metarritmitos (NP1mor) caracterizam-se por uma granulação fina e por um bandamento mais ou menos uniforme, alternando faixas centi a decimétricas, constituídas de metapelitos de coloração cinza escura e psamíticos de cores claras (Figura 3.41A e B), com esses últimos, litologicamente, correspondendo a metasiltitos e a metagrauvas. A alternância de camadas argilosas e arenosas denota uma origem relacionada a sistemas turbidíticos.

Petrograficamente, as rochas são classificadas como filitos, com composição modal formada por mica branca (60%), quartzo (30 a 40%) e biotita (10%). Opacos e cloritas podem ocorrer como minerais acessórios.

Os Metacherts (NP1moc) configuram corpos estreitos e alongados, geralmente em forma de cristas, marcando as estruturas dobradas em escala regional. Ocorrem geralmente associados às rochas metavulcânicas máficas.



**Figura 3.40** - A) e B) Detalhe de afloramento de micaxistos acinzentados do Complexo Monte Orebe com foliações sub-horizontais; C) e D) Micaxisto cisalhado com foliação subvertical de direção leste-oeste.

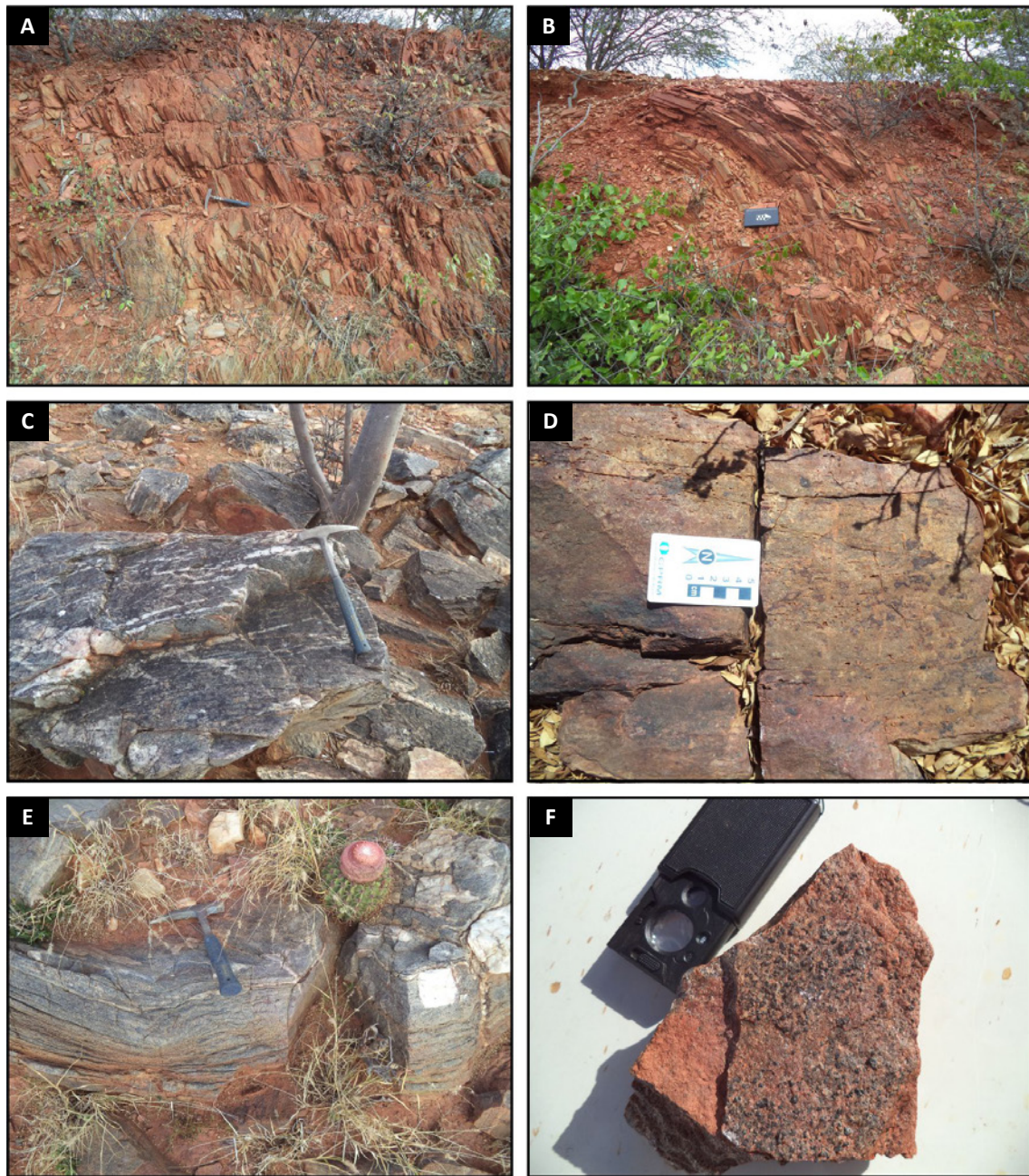


**Figura 3.41** - A) e B) Aspecto do bandamento rítmico de metarritmitos cinza escuros do Complexo Monte Orebe.

Os litotipos dominantes apresentam coloração esbranquiçada a cinza-clara, granulação fina a média, com textura maciça a finamente laminada. Transposição da tectônica regional é marcada por foliações empinadas e dobramentos (Figuras 3.42A e B). O metachert maciço, em geral de composição francamente silicosa, apresenta cor esbranquiçada, textura sacaroidal e é constituído unicamente por quartzo. Os tipos bandados alternam faixas silicosas claras e cinzas (Figura 3.42C), sendo a coloração cinzenta decorrente da presença de turmalina,

mica, granada e fluorita (Figura 3.42D). Em alguns afloramentos ocorrem metacherts bandados com magnetita euédrica definindo níveis enriquecidos com associação de hematita (Figuras 3.42E e F).

Em lâmina delgada a textura granoblástica é a mais característica dos metachert, sendo também bem evidentes fitas de quartzo recrystalizado. Texturas porfiroblástica e lepidoblástica são localizadas e marcam ocorrências de granada e biotita, respectivamente, na composição da rocha.



**Figura 3.42** - A) e B) Aspecto dos afloramentos de metachert Complexo Monte Orebe apresentando foliação subvertical e dobramento; C) Metachert apresentando bandamento, alternando níveis silicosos e níveis turmaliníferos; D) Metachert com pseudomorfos de fluorita; E) e F) Metachert bandados com magnetita euédrica.

Na localidade de Barro do Marinho, a norte-nordeste de Afrânio, foi registrada a ocorrência de uma rocha de aspecto granitoide, com estrutura gnássica, meso a melanocrática de composição trondhjemitica, com características estruturais que sugerem correspondência com plagiogranitos.

São corpos tabulares com espessuras métricas com íntima relação com rochas metamáficas, nas quais ocorrem intercalados (Figuras 3.43A e B). No detalhe, observa-se um bandamento composicional mili a centimétrico no seio da rocha, que aparenta tratar-se de uma estrutura primária preservada.

No conjunto trata-se de uma unidade leucocrática acamadada intercalada nas metavulcânicas da unidade Monte Orebe, provavelmente podendo tratar-se de um fracionamento félsico dos metabasaltos do Complexo Monte Orebe.

Na rocha observa-se ocorrência de mineralização de especularita na forma de lamelas, distribuídas ao longo do bandamento gnássico, que também são registradas concentradas em veios associados a pegmatitos que ocorrem na área (Figuras 3.43C e D).

Em lâmina delgada a rocha apresenta textura grano-blástica, inequigranular, com subgrãos de plagioclásio. É composta por plagioclásio (68%), especularita, epidoto,





**Figura 3.43** - A) e B) Plagiogranito do Complexo Monte Orebe intercalado com anfibolitos; C) Afloramento de pegmatitos sob forma de blocos residuais; D) Detalhe do bloco pegmatítico mineralizado em especularita lamelar.

titanita e biotita. Pode ser classificada como metatonalito que, no entanto, em função da associação com rochas vulcânicas máficas e das características supracitadas denota uma natureza de plagiogranito.

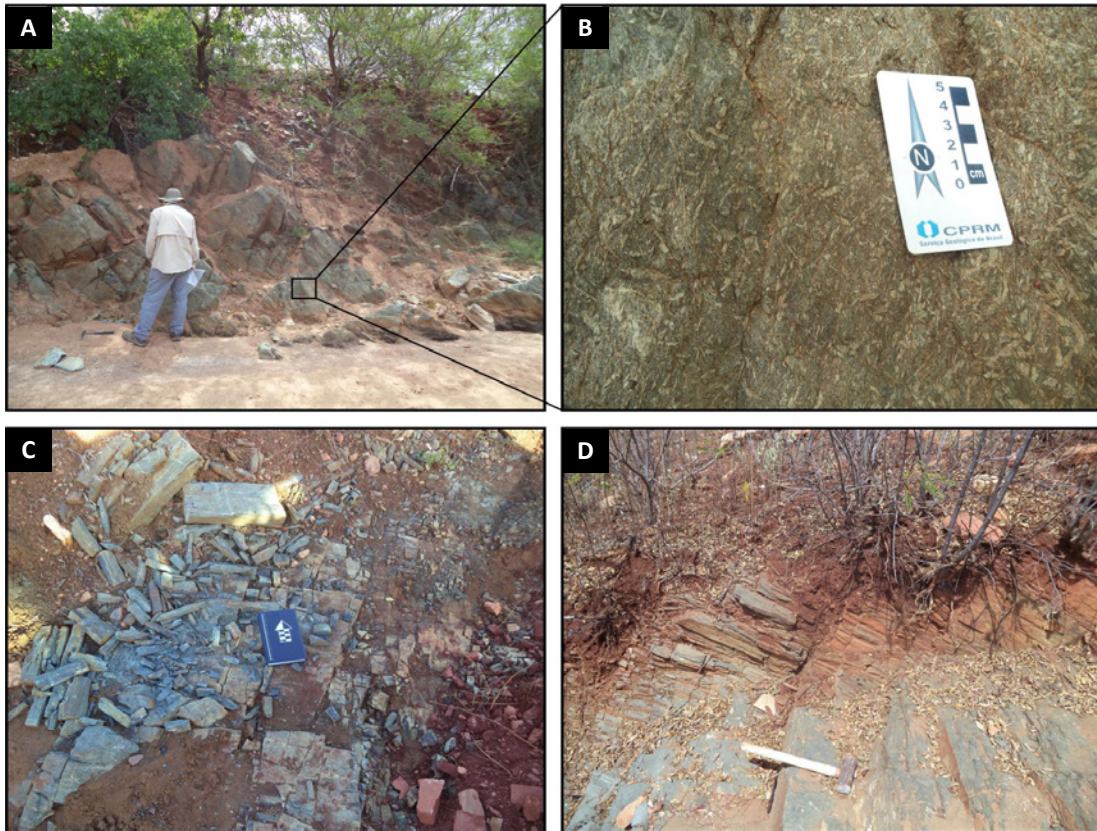
Os anfibolitos (NP1mov) são os litótipos mais representativos das unidades metamáficas do Complexo Monte Orebe. São rochas de coloração variando de verde escuro a preto, com alto grau de alteração intempérica, ocorrendo, em geral, recobertos por extensos regolitos de cor avermelhada. Nos afloramentos visitados, mesoscopicamente, as rochas apresentam aspecto foliado, mostrando por vezes bandamento composicional, com alternância de bandas ricas em anfibólitos e epidoto com outras formadas por plagioclásio, geralmente caulinizados. Eventualmente, em alguns afloramentos é possível observar metabásicas com texturas porfiríticas primárias preservadas, ressaltadas pela presença de pontuações ou prismas de plagioclásio dispersas aleatoriamente em matriz muito fina de cor cinza escura (Figuras 3.44A e B). Destacáveis fraturas formadas por pares conjugados com direções norte-sul e leste-oeste são comuns a essas ocorrências (Figuras 3.44C e D). Localmente, foram anotadas a presença de clorititos de cor verde, foliados, assim como metacherts turmaliníticos associados às rochas metamáficas, os quais indicativos de um ambiente vulcano-exalativo na formação das rochas.

Ao microscópio os anfibolitos evidenciam uma textura nematoblástica, e mineralogia essencial formada por actinolita, tremolita, plagioclásio, epidoto e zoisita. Podem apresentar quartzo e granada. Os minerais acessórios mais comuns são a clorita, apatita e carbonatos. Os clorititos são lepidoblásticos, sendo compostos essencialmente por clorita e algum epidoto.

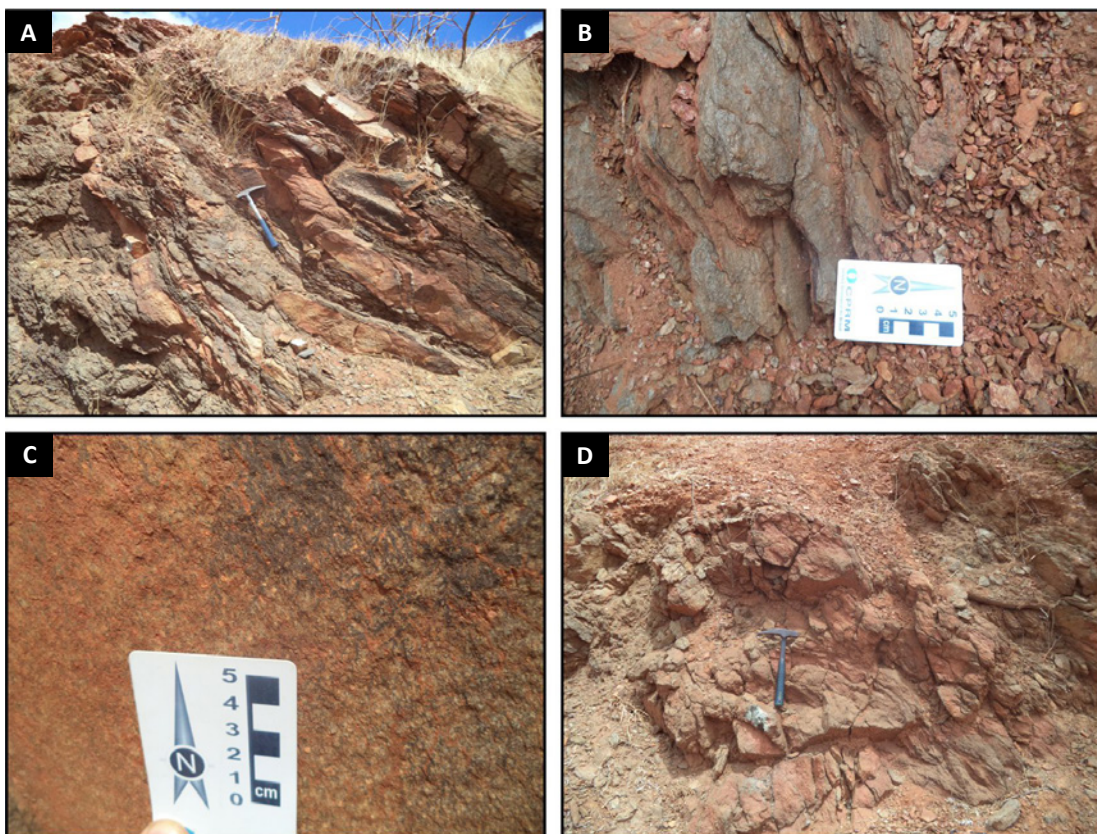
Nos arredores da cidade de Afrânio, em um corte da estrada às margens da BR-407, a sequência metavulcanossedimentar do Complexo Monte Orebe está formada por clorita xistos com intercalações ocasionais de metacherts (Figuras 3.45A e B) e de rochas metabásicas com aparente textura ígnea preservada, de natureza amigdalóide ou porfirítica (Figura 3.45C). O contexto local é penetrado por diques concordantes de leucogranitos. Em uma porção de mais baixo strain parece haver a preservação de almofadas, mas não há certeza quanto a isso, podendo tal feição ser decorrente de exfoliação esferoidal devido ao intemperismo (Figura 3.45D).

### 3.9. GRUPO CASA NOVA

Inicialmente definido por Barbosa (1964) sob a denominação de Grupo Salgueiro, a unidade foi renomeada como Complexo Casa Nova por Souza et al. (1979) devido a sua ampla representatividade nas áreas de entorno da



**Figura 3.44** - A) e B) Afloramento de metabasaltos em leito de rio apresentando textura primária; C) e D) Afloramento de anfibolito fraturado.



**Figura 3.45** - A) e B) Afloramento de clorita xistos intercalados com metacherts; C) Rocha vulcânica apresentando textura amigdaloidal e D) Rocha vulcânica com aparência de pillow lavas.

cidade de Casa Nova, na margem norte da Barragem de Sobradinho (BA), com suas faixas de ocorrência estendendo-se de forma contínua, segundo os autores, para oeste, até a cidade de São Raimundo Nonato, assim como para norte, alcançando os limites da área do Projeto. No mapeamento da Folha Riacho do Caboclo, por sua vez, Santos e Silva Filho (1990) mantiveram a designação original da unidade, porém subdividindo-a nas unidades Barra Bonita e Mandacaru, reportando a primeira a uma sedimentação em domínio plataformal, e a segunda a um domínio marinho profundo. Coube a Bizzi et al. (2003) a elevação do complexo como Grupo e suas unidades a categoria de Formação.

As supracrustais do Grupo Casa Nova caracterizam a Zona Externa da Faixa Riacho do Pontal, representando uma típica faixa de dobramentos ante-país com vergência para sul, que cavalgam um embasamento formados por unidades do Craton São Francisco (CAXITO, 2013). Suas rochas são interpretadas como representativas de um empilhamento essencialmente sedimentar detrítico depositado sobre uma bacia de margem passiva. Dessa forma, o Grupo Casa Nova abrange uma complexa associação de litótipos, onde predominam micaxistos, quartzoxistos, metarcóseos e metagrauvas e, em menor proporção, quartzitos, paragnaisse e metacalcários, que retratam metamorfismo na fácies anfíbolito, localmente com retro-metamorfismo na fácies xisto verde. O metamorfismo, definido a partir das diferentes assembleias minerais, é do tipo polifásico e plurifacial, refletindo condições de P-T da fácies xisto-verde médio a anfíbolito alto.

Os constituintes litológicos desse grupo têm grande representatividade na área do projeto, com segmentos nas folhas Santa Filomena, Paulistana e, principalmente, Barragem, Afrânio e Barra do Bonito.

### 3.9.1. Formação Barra Bonita (NP12cbb)

A Formação Barra Bonita aflora com maior expressividade na porção sudoeste da área, e está representada principalmente por unidades xistosas pelíticas, que incluem litofácies formadas por micaxistos granadíferos ou feldspáticos, localmente ricos em cordierita, assim como compondo associação com filitos carbonosos ou não, com passagens gradativas entre as sequências.

Outras importantes fácies também incluem xistos carbonáticos com lentes de mármore, que formam uma expressiva faixa aflorante no extremo ocidental da Folha Barragem, e sequências de caráter principalmente psamítico, reunindo intercalações entre muscovita quartzitos, muscovita-sericita quartzitos, quartzitos feldspáticos, micaxistos e quartzo xistos. Esta última associação é destacável na topografia, formando grandes faixas, grosso modo, alinhadas NE-SW no âmbito da Folha Barra do Bonito, retratando dobramentos

regionais e com contatos meridionais em grande parte estabelecidos com rochas do Complexo Lagoa do Alegre, os quais francamente tectônicos e marcados por zonas de cisalhamento compressionais.

A cartografia geológica da unidade discrimina faixas com predomínio de micaxistos granadíferos, localmente cordieríticos (x), filitos carbonosos (f), xistos carbonáticos com intercalações de mármore (m), xistos com níveis quartzíticos e leucogranitoides (g) e sequências quartzíticas com intercalações de micaxistos e quartzo xistos (q).

Estratigraficamente, há incerteza quanto ao correto posicionamento de suas unidades constituintes, em decorrência dos sucessivos eventos de deformação, metamorfismo e alteração, com conseqüente modificação no posicionamento das sequências estratigráficas originais.

Os micaxistos predominantes da Formação Barra Bonita apresentam granulação fina a média, com aspecto sedoso e brilhante, coloração cinza clara a cinza-esverdeada e tonalidade amarronzada e avermelhada, quando intemperizados, com xistosidade bem desenvolvida, muitas vezes crenuladas e microdobradas. A mineralogia essencial inclui uma assembleia formada por quartzo, biotita e muscovita e, secundariamente, por feldspatos, clorita, sericita e granada. Podem apresentar estauroлита e cianita, além de nódulos de cordierita e acúlas de sillimanita.

Petrograficamente são classificados como biotita-muscovita quartzoxisto, (muscovita)-biotita-feldspato quartzoxisto, muscovita-quartzoxisto, (granada)-biotita-muscovita quartzo xisto, muscovita-feldspato-quartzoxisto, epidoto-muscovita-biotita quartzoxisto, biotita-quartzo muscovita xisto, em geral, de granulação fina e com estrutura fitada, alternando níveis ora ricos em quartzo, ora ricos em micas.

Os mármore são descritos como rochas de coloração cinza clara e esbranquiçadas, granulação fina a média, com textura sacaroidal, com camadas plano-paralelas maciças e laminadas, com esta última estrutura marcada pela alternância níveis centimétricos essencialmente formados por calcita e dolomita, e níveis mais impuros incluindo quartzo e palhetas de sericita/muscovita e clorita. Normalmente, mostram contatos gradativos com xistos carbonáticos. Na Folha Riacho do Caboclo, adjacente à Folha Afrânio, os mármore composicionalmente são classificados como calcários dolomíticos (SANTOS E SILVA FILHO, 1991).

Os quartzitos, por sua vez, caracterizam-se por cores esbranquiçadas, granulação fina a média, laminados e estruturalmente orientados. A composição inclui quartzo e palhetas disseminadas de muscovita, que esboçam planos de xistosidade quando expressivas. Delimitada na porção sul da Folha Barra do Bonito, a qual extensiva à Folha Afrânio, têm-se uma expressiva faixa onde as rochas quartzíticas ocorrem de forma subordinada como intercalações em micaxistos e cuja particularidade consiste na presença de bandas com aspecto granitoide

também intercaladas a foliação dos metassedimentos predominantes. Esses granitoides são descritos como ortognaisses cinzentos a róseos, granulação fina a grossa, formados por quartzo, feldspato, biotita e muscovita. Texturas profiroides são eventuais e apresentam megacristais de granada. Níveis mesocráticos de granulação fina, ricos em micáceos e com textura xistosa se alternam à estrutura gnáissioide.

### 3.9.2. Formação Mandacaru (NP12cm)

A Formação Mandacaru compreende uma sequência metaturbidítica, reunindo predominantemente micaxistos a duas micas, que evoluem gradualmente para metagrauvacas quartzosas e feldspáticas, com fragmentos de rochas félsicas hipoabissais, sugerindo, assim, sedimentação do tipo flysch.

Os micaxistos são de coloração acinzentada, finos a médios, com xistosidade pronunciada e crenulada, com variações no conteúdo de quartzo, muscovita e biotita, geralmente granadíferos, às vezes feldspáticos, podendo encerrar de forma acessória cordierita, estauroлита e sillimanita. Texturas profiroblásticas são frequentes e definidas pela presença de megacristais de granada e, ocasionalmente, por estauroлита, cianita, nódulos de cordierita e acículas de sillimanita.

As metagrauvacas são descritas na Folha Afrânio como rochas de coloração cinza-clara a escuras, de granulação fina a grossa, aspecto ligeiramente gnáissico, xistosidade bem desenvolvida e geralmente crenulada, com composição essencial a base de quartzo, biotita, muscovita, feldspatos (pagioclásio) e granada, estes não raro formando megacristais. A composição das grauvacas, ora são enriquecidas em granada ora em feldspatos. A alternância entre horizontes centi a decimétricos metapelíticos xistosos e psamíticos pouco foliados define uma laminação que é uma característica marcante, sendo registrados em níveis mais grosseiros metareníticos acamamentos plano-paralelos e gradacionais preservados (SAMPAIO E VASCONCELOS, 1991).

Em suas áreas de exposição geralmente observa-se relevo topográfico ondulado, destacando-se algumas feições mais elevadas, notadamente nos locais com maior predominância de metapsamitos ou com grande incidência de corpos de leucogranitoides de forma estratoide, como ocorre na região compreendida entre Porção de Afrânio e Luiz Viana (SAMPAIO E VASCONCELOS, 1991).

Na carta geológica a Formação Mandacaru é formada por duas associações, uma contemplando metagrauvacas feldspáticas (NP12cmxf), onde discriminam-se lentes quartzíticas (NP12cmxfq), e a segunda reunindo principalmente granada-biotita xistos, xistos feldspáticos e metagrauvacas (NP12cm), que representa a unidade propriamente dita.

### 3.10. SUÍTE INTRUSIVA RAJADA (NP2yr)

Tratam-se de metagranitoides do tipo S, tectonicamente sincolisionais, calci-alcalinos a alcalinos, metaluminosos a peraluminosos e de composição granodiorítica a sienogranítica, representados basicamente por leucognaisses a duas micas, em geral médios a grossos até pegmatoides (CAXITO, 2013). Ocorrem tanto intercalados como sheets nos complexos vulcanossedimentares (Paulistana, Monte Orebe e Santa Filomena) como amplamente distribuídos na Faixa Riacho do Pontal, configurando corpos com dimensões de batólitos nos limites das folhas Santa Filomena e Paulistana, concordantes com o trend das estruturas regionais (Figuras 3.46A e B). Intrusões quartzo-feldspáticas correlacionadas à unidade são registradas de forma marcante em micaxistos do Complexo Paulistana que ocorrem adjacentes a um grande corpo alongado da Suíte Rajada a oeste de Paulistana (Figura 3.46C).

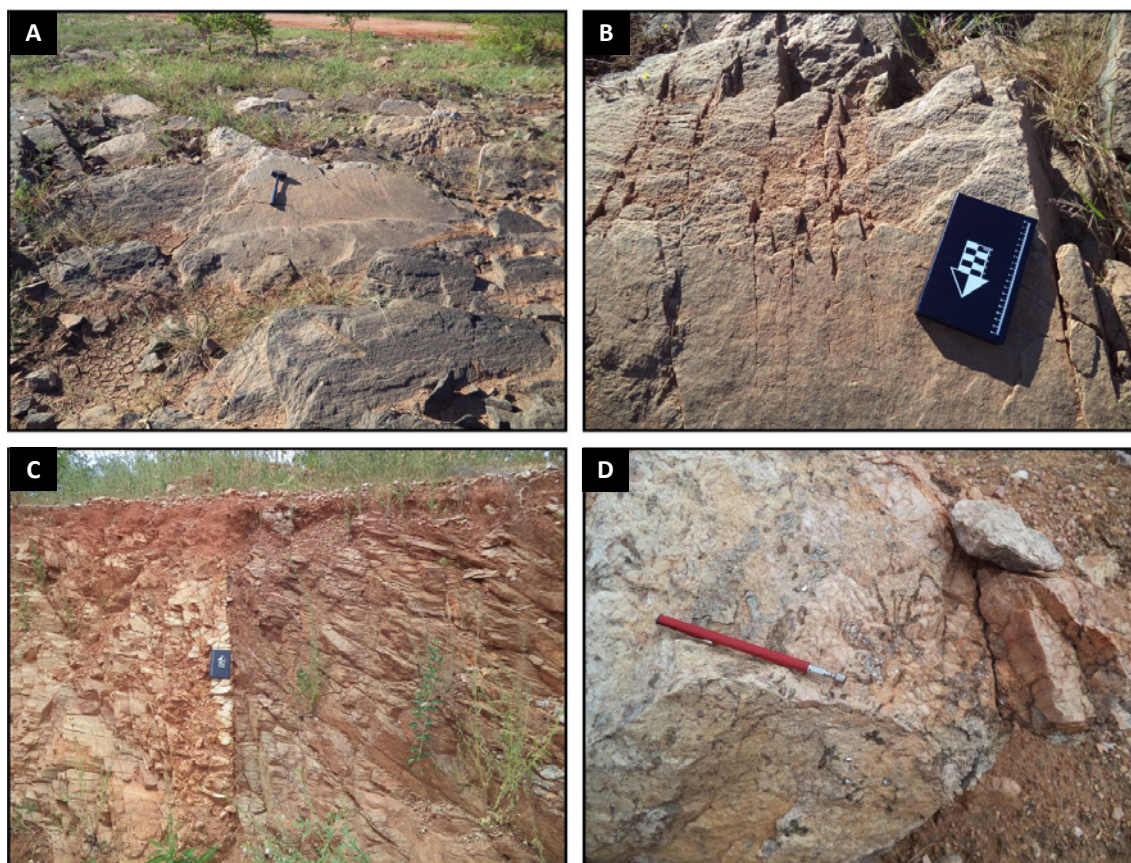
Em geral, os litótipos da unidade são leucocráticos, cor cinza-clara, com proeminente foliação gnáissica, granulação principalmente média, por vezes pegmatóide (Figura 3.46D), com mineralogia essencial formada por quartzo, feldspatos, biotita e muscovita. Podem apresentar granada e turmalina acessoriamente.

A petrografia de algumas amostras desses granitoides revela textura granolepidoblástica, tendo como componentes essenciais oligoclásio, microclina, quartzo, biotita e muscovita. Granada, calcita, epidoto, apatita, titanita e zircão aparecem como minerais acessórios.

### 3.11. GRUPO IPUEIRINHA (NP3p)

O Grupo Ipueirinha, localizado no Terreno São Pedro do Domínio da Zona Transversal da Província Borborema, possui uma área aflorante de aproximadamente 530 Km<sup>2</sup>, formando uma grande faixa com forma lenticular no âmbito das folhas Patos e Simões, grosso modo alinhada na direção NE-SW. Seus limites são marcados por zonas de cisalhamento dextrais de direção próxima a E-W em sua porção oeste (nas proximidades do Lineamento Pernambuco) e NE-SW em sua porção leste, sendo os contatos meridionais balizados em grande parte pelos complexos Granjeiro (a leste) e Itaizinho (a oeste), enquanto ao norte limitados pelas rochas da primeira unidade e por granitoides da Suíte Itaporanga. A nordeste e a oeste a faixa de ocorrência do Grupo Ipueirinha é encoberta pelos sedimentos das bacias do Araripe e do Parnaíba, respectivamente, assim como por grandes depósitos colúvio-eluvionares na sua porção ocidental.

As intrusões graníticas encontradas no Grupo Ipueirinha são principalmente correlacionadas às suítes Morrinho e Itaporanga, de idade neoproterozoica, que configuram grandes corpos alongados concordantes com o trend da estruturação regional.



**Figura 3.46** - A) Foliação gnáissica em metagranitoide sienogranítico da Suíte Rajada com baixo ângulo de mergulho para NW; B) sienogranito com fraturas sub-verticais; C) Contato do granito da Suíte Rajada com biotita xisto; D) Fácies pegmatítica associada ao granitoides da Suíte Rajada.

O Grupo Ipueirinha engloba uma sequência metavulcanossedimentar na qual se tem ampla predominância de litotipos sedimentares clásticos do tipo flysch com poucas variações de fácies, localmente associados a rochas metavulcânicas ácidas e metaultramáficas, e mais raramente a metamargas.

Como resultado do trabalho de mapeamento geológico, propõe-se neste trabalho a individualização de três formações geológicas no Grupo Ipueirinha, denominadas Caridade do Piauí, Cacimbas e Barrocão, a primeira, por sua vez, englobando três subunidades (membros), denominadas Alecrim, Bandeira e Vereda.

Rochas ultramáficas serpentinizadas agrupados sob a denominação Serpentinito Carnaubal ocorrem em estreita associação com a sequência metavulcanossedimentar e, dessa maneira, são abordados em conjunto com as unidades que compõem o Grupo Ipueirinha.

A intensa deformação do Grupo Ipueirinha torna difícil precisar a espessura das unidades que o compõem, embora valores de espessura máxima sejam estimados em aproximadamente 4500m para a Formação Caridade do Piauí, 350m para a Formação Cacimbas e 50m para a Formação Barrocão.

### 3.11.1. Formação Caridade do Piauí (NP3pd)

A Formação Caridade do Piauí, unidade basal e a mais abrangente do Grupo Ipueirinha, é proposta para reunir uma faixa formada basicamente por metagrauvacas feldspáticas rítmicas, que ocorrem de forma extensiva no Grupo Ipueirinha e associações litológicas individualizadas em três membros, denominados Alecrim (meta-arcóseos com intercalações subordinadas de metagrauvacas), Bandeira (metapelitos) e Vereda (metassedimentos intensamente deformados e milonitizados).

A Formação Caridade do Piauí aflora desde o norte do município de Jacobina do Piauí até a cidade de Simões (PI), configurando uma faixa com geometria sigmoidal predominantemente com orientação NE-SW, com área estimada em 445 m<sup>2</sup> e balizada, através de contatos tectônicos, pelas rochas dos complexos Granjeiro (a norte e a leste) e Itaizinho (a sul). Com os membros Alecrim, Bandeira e Vereda, bem como com a Formação Cacimbas, os contatos geológicos são de natureza transicional. Relações de contato entre as formações Caridade do Piauí e Barrocão não foram observadas, assim como com as rochas metaultramáficas do Serpentinito Carnaubal.

As metagrauvas da Formação Caridade do Piauí apresentam laminação rítmica de espessura milimétrica (Fig. 3.47A), marcada pela alternância entre níveis cinza esverdeados, constituídos por filossilicatos (predominantemente clorita e muscovita), e níveis quartzo-feldspáticos de cor creme a branca, com associação subordinada de carbonatos. Os níveis quartzo-feldspáticos podem apresentar diminutos boxwork, possivelmente resultantes da dissolução dos minerais carbonáticos associados. A seção-tipo dessa unidade aflora no município de Caridade do Piauí, na estrada que liga o povoado de Carnaubal ao Sítio Baixa Verde.

Ao microscópio, as metagrauvas exibem bandas lepidoblásticas compostas por clorita, biotita e muscovita alternadas com bandas granoblásticas quartzo-feldspáticas (Fig. 3.47B). A biotita ocorre nestas rochas em proporção menor que a dos demais filossilicatos, e de modo geral exibe alteração retrometamórfica para clorita. Feldspatos, representados basicamente pelo plagioclásio, e quartzo ocorrem como grãos finos e xenoblásticos. Quando preservados da recristalização, cristais de plagioclásio apresentam formas subangulosas a subarredondadas que sugerem feições sedimentares preservadas. As metagrauvas em questão são especialmente ricas em plagioclásio (predominantemente albita), indicando imaturidade mineralógica. Seus minerais acessórios mais comuns são epidoto, titanita, rutilo, turmalina e opacos. Os principais processos secundários atuantes são cloritização e a carbonatação. Assim, o carbonato encontrado nestas rochas tem origem secundária e pode estar presente tanto em veios quanto envolvendo (e superpondo) grãos de plagioclásio nos níveis quartzo-feldspáticos, sugerindo uma possível quebra de cristais de plagioclásio de composição mais cálcica para gerar carbonato e albita-oligoclásio.

Na porção extremo-nordeste de sua área aflorante, nas proximidades da cidade de Simões (PI), a Formação Caridade do Piauí inclui pequenos afloramentos de rocha calcissilicática em contato com as metagrauvas. Estas rochas apresentam coloração verde escura e foliação pouco marcante ou ausente (Fig. 3.47C). Petrograficamente, foram classificadas como metamargas, especificamente actinolita-plagioclásio-quartzo-epidoto fels (com epidoto > 40%, Fig. 3.47D) e talco-clinozoisita-cloritoide fels, os quais não apresentam foliação aparente.

### 3.11.1.1. Membro Alecrim (NP3pda)

Os afloramentos mais representativos do Membro Alecrim estão próximos às localidades de Alecrim e Inhuma, a norte do povoado de Itaizinho, podendo ser acessados através da rodovia PI-142, rumo a cidade de Simões.

Esta unidade, que forma lentes alongadas com direção NE-SW, com até 6 Km de comprimento e 1Km de largura, é proposta para um conjunto de rochas no qual

predominam meta-arcóseos, com intercalações subordinadas de metagrauvas, que são similares àquelas descritas para a Formação Caridade do Piauí, com a qual o Membro Alecrim está em contato transicional.

A seção-tipo da unidade está situada às margens da estrada que une a localidade de Inhuma ao Riacho do Jorge. Uma seção de referência auxiliar também pode ser observada no trecho asfaltado da rodovia estadual PI-142 que liga as cidades de Paulistana a Simões, entre os sítios Inhuma e Ipueirinha.

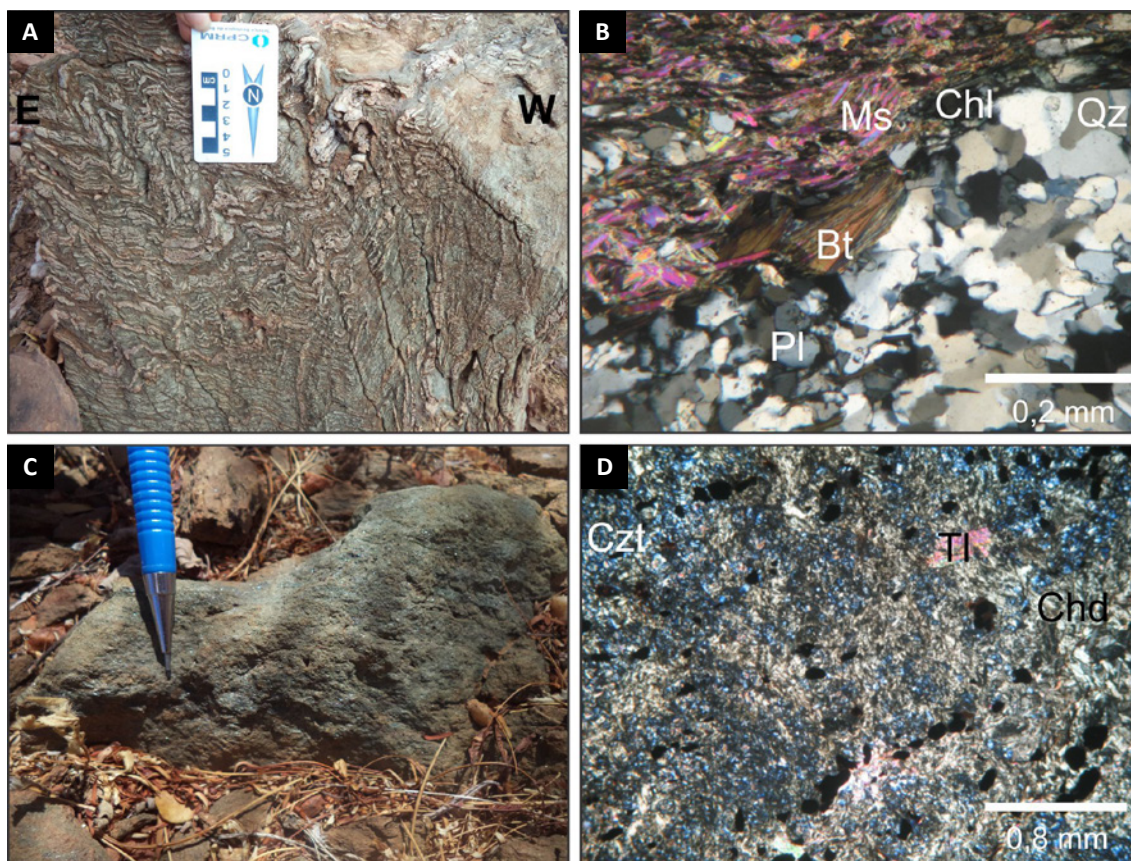
O Membro Alecrim tem espessura máxima estimada em 650m, ocupando uma área total calculada em 25 Km<sup>2</sup>. Os meta-arcóseos predominantes apresentam coloração creme a verde clara (Figura 3.48A), sendo esta última cor conferida pela presença de clorita. O menor conteúdo de filossilicatos nestas rochas torna sua xistosidade mais sutil, e a laminação rítmica por vezes não tão notável quanto nas metagrauvas. Localmente, essas rochas apresentam textura mais grossa, com porfiroclastos de plagioclásio visíveis macroscopicamente. Os meta-arcóseos do Membro Alecrim são comumente encontrados em bom estado de preservação das intempéries, quase sempre com intercalações de metagrauvas.

Ao microscópio (Fig. 3.48B), os meta-arcóseos são muito semelhantes às metagrauvas da Formação Caridade do Piauí, porém com menor conteúdo de filossilicatos (sericita, biotita e clorita retrometamórfica), laminação rítmica pouco evidente e com apenas ocorrência eventual de porfiroclastos subarredondados de plagioclásio.

### 3.11.1.2. Membro Bandeira (NP3pdb)

O Membro Bandeira, com pouca expressão física, é proposto para reunir os metassedimentos pelíticos do Grupo Ipueirinha, formando um empilhamento estimado em até 550m. Forma algumas lentes que se alongam na direção NE-SW, atingindo até 3Km de comprimento e 600m de largura. A seção-tipo da unidade se localiza nas proximidades do povoado de Carnaubal, à margem da rodovia que conecta esse povoado a sede do município de Simões. Estas rochas, que estão em contato transicional com a Formação Caridade do Piauí, ocupam uma área aflorante de apenas 3Km<sup>2</sup>, cujas as rochas, quando preservadas das intempéries, podem exibir brilho prateado intenso devido a elevado conteúdo de sericita. Entretanto, devido à sua própria natureza, os metapelitos ocorrem geralmente bastante alterados, caracterizados por uma forte coloração marrom avermelhada (Figura 3.49A).

Petrograficamente, os metapelitos exibem conteúdo de filossilicatos superior a 60%. Em alguns afloramentos foi observado que os metassedimentos pelíticos do Membro Bandeira mostra elevado conteúdo de biotita, mineral que, de maneira geral,



**Figura 3.47** - A) Metagrauvacas com laminação rítmica; B) bandamento composicional da metagrauvaca mostrando associação mineral Pl+Qz+Ms+Chl+Bt ao microscópio (nicóis cruzados); C) aspecto macroscópico das metamargas; D) metamarga ao microscópio (nicóis cruzados), exibindo associação mineral Czt+Tl+Chd+Opq. Bt = biotita; Chd = cloritoide; Chl = clorita; Ms = muscovita; Pl = plagioclásio; Qz = quartzo; Tl = talco.

se mostra intensamente retrometamorfizado, dando lugar à clorita na maioria das ocorrências das metagrauvacas e meta-arcóseos da unidade.

Os metapelitos, predominantemente lepidoblásticos, podem apresentar laminação rítmica ao microscópio, devido a presença de níveis granoblásticos constituídos por grãos muito finos e arredondados de quartzo e plagioclásio que se alternam com níveis filossilicáticos (Figura 3.49B).

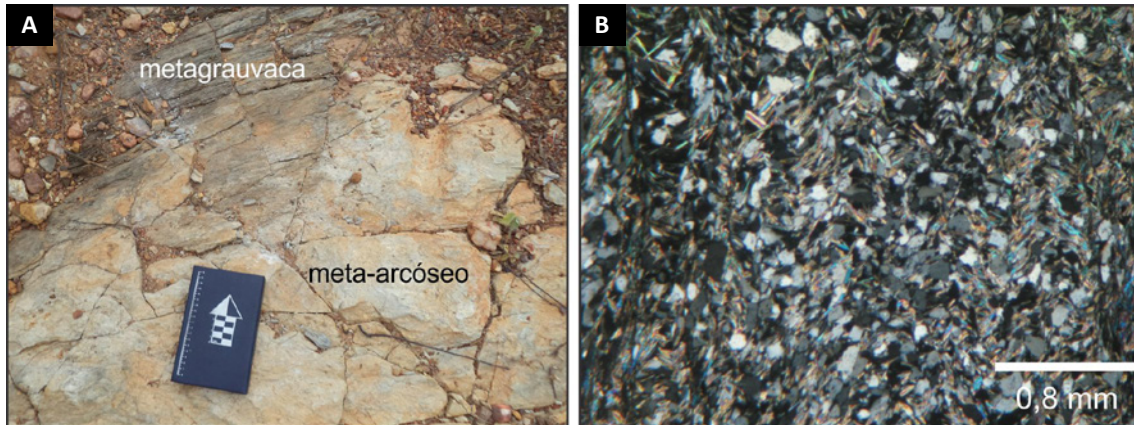
### 3.11.1.3. Membro Vereda (NP3pdv)

Propõe-se que essa subunidade da Formação Caridade do Piauí reúna os metassedimentos totalmente transpostos pelo metamorfismo, os quais não mais preservam suas características sedimentares primárias devido a uma deformação mais intensa. Comumente essas rochas xistosas ocorrem ao longo e nas proximidades de zonas de cisalhamento, sendo característico seu caráter protomilonítico a milonítico. Usualmente, estão entrecortadas por veios e vênulas de quartzo e/ou carbonato, e apresentam abundantes exsudações metamórficas milimétricas a centimétricas de quartzo (Figura 3.50A). Essa unidade, dominada por xistos cloríticos,

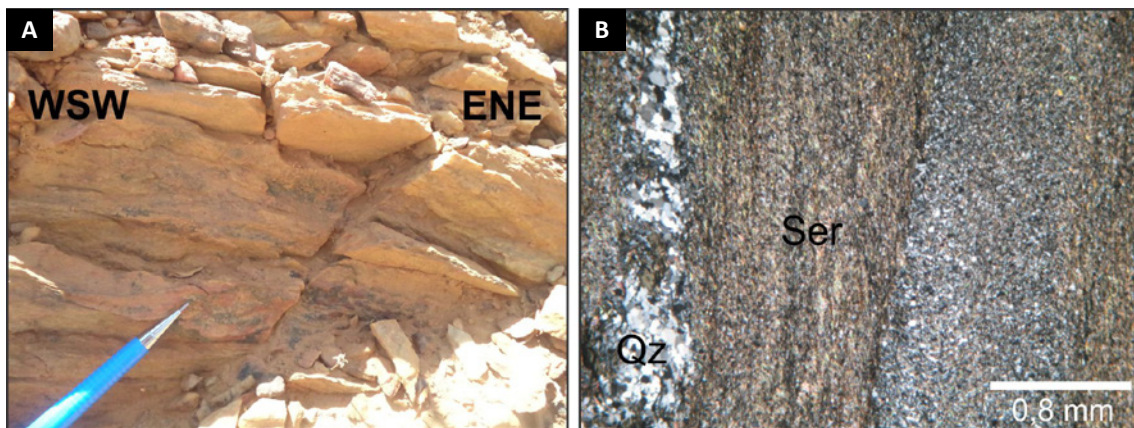
tem espessura máxima estimada em cerca de 1500m e recobre uma área de aproximadamente 22Km<sup>2</sup>.

De maneira geral, a unidade ocorre sob forma de lentes alongadas que se orientam segundo a estruturação da faixa metavulcanossedimentar, tornando-se mais expressivas nas proximidades de zonas de cisalhamento, onde podem atingir 9 Km de comprimento e 1,5 Km de largura.

As principais faixas cartografadas para o Membro Vereda estão localizadas principalmente na porção ocidental do Grupo Ipueirinha, a cerca de 10 Km a noroeste da sede do município de Jacobina do Piauí, próximo às localidades de Vereda do Velho Chico e Barro Alto. Nesta região, as zonas de cisalhamento que marcam os limites norte e sul do Grupo Ipueirinha estão mais próximas, intensificando a deformação e a milonitização da pilha metavulcanossedimentar. Embora tenham menor expressão, as lentes do Membro Vereda ocorrem de forma ampla, dispersas por toda a porção leste do Grupo Ipueirinha, na região a sul da localidade de Caridade do Piauí. Devido à intensa deformação e às abundantes venulações nesta unidade, normalmente não é possível identificar as características dos contatos com as demais unidades



**Figura 3.48** - A) Meta-arcóseo do membro Alecrim em contato com metagrauvaca da Formação Caridade do Piauí; B) aspecto microscópico dos meta-arcóseos (plagioclásio+quartzo+sericita, nicóis cruzados).



**Figura 3.49** - A) Metapelite intemperizada do Membro Bandeira; B) metapelite rico em sericita exibindo laminação rítmica. Qz = quartzo; Ser = Sericita.

da Formação Caridade do Piauí, ou mesmo precisar se o protólito do Membro Vereda corresponderia às metagrauvacas desta própria formação ou a um litótipo específico pertencente aos demais membros que a compõem. Sua seção-tipo aflora nas proximidades do contato entre o Grupo Ipueirinha e o Complexo Itaizinho, na estrada vicinal norte-sul que conecta as localidades de Angical Fundo e Veado.

Petrograficamente, os metamorfitos típicos do Membro Vereda podem apresentar porfiroclastos anédricos de quartzo e plagioclásio de granulação média imersos em uma matriz mais fina constituída por estes mesmos minerais associados a clorita, biotita e muscovita.

Os grãos de quartzo e plagioclásio podem estar estirados e recristalizados, denotando uma microestrutura milonítica (Figura 3.50B), comumente associada a contatos intergranulares interlobados a suturados. Subgrãos e extinção ondulante nos grãos de quartzo e plagioclásio, bem como geminação polissintética difusa no plagioclásio são comuns nos xistos do Membro Vereda, aspecto, entretanto, também comum nas

demais subunidades da Formação Caridade do Piauí. Turmalina, opacos, zircão, epidoto e apatita são os principais minerais acessórios nestas rochas.

O carbonato, secundário, pode estar presente tanto em vênulas quanto substituindo cristais de plagioclásio. Em algumas poucas amostras, foi identificada a paragênese plagioclásio + quartzo + biotita + granada, sugerindo que o metamorfismo desta unidade teria atingido, ainda que localmente, condições de fácies xisto-verde superior.

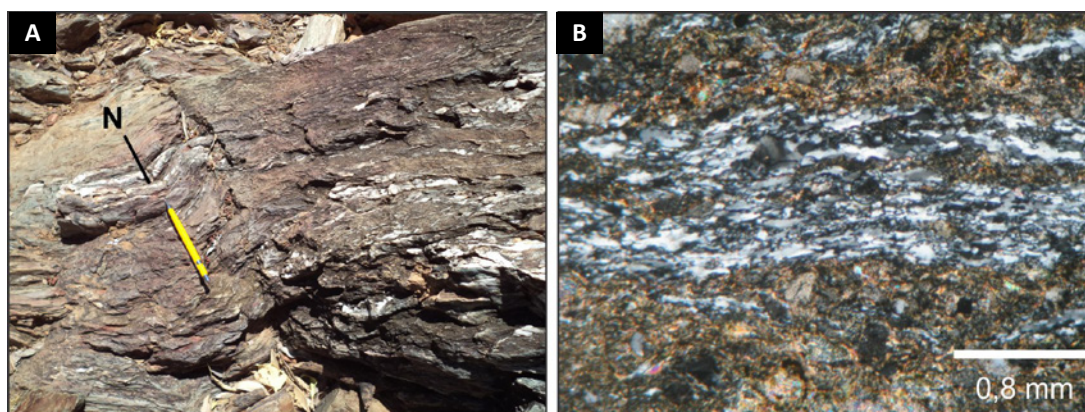
Ao microscópio, estas rochas exibem microestrutura granoblástica ou protomilonítica. Desta maneira, sua foliação pode ser definida unicamente por cristais alinhados de muscovita, ou também por cristais estirados de quartzo. Porfiroclastos de quartzo de tamanho médio e formas arredondadas são localmente observados, dispersos em meio a uma matriz fina, essencialmente quartzosa, que exhibe contatos interlobados a suturados. Subgrãos e extinção ondulante são microestruturas comuns nos cristais de quartzo desta unidade. Os principais minerais acessórios são magnetita, epidoto, clorita e plagioclásio, enquanto a microclina pode ser encontrada como mineral varietal.



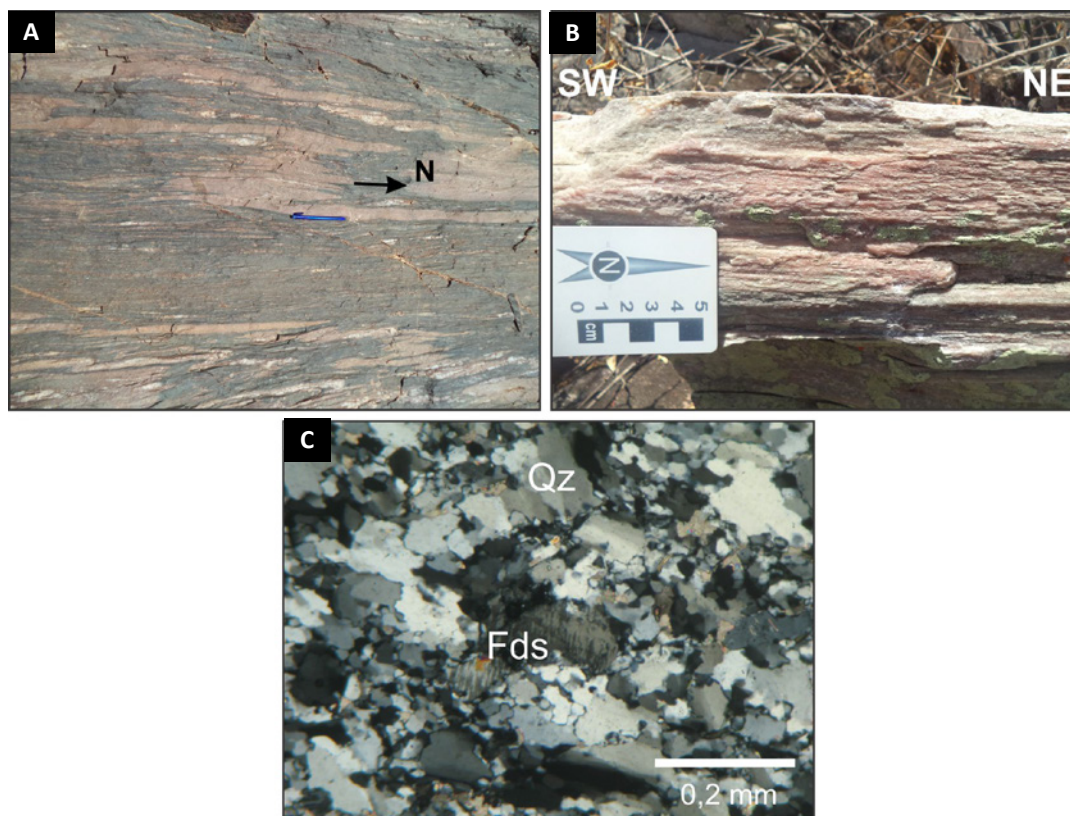
### 3.11.2. Formação Cacimbas (NP3pca)

A única faixa delimitada para a Formação Cacimbas está localizada na porção central do Grupo Ipueirinha, próximo às localidades de Alagadiço do Poço Dantas, Pau Ferro e Cacimbas, a pouco mais de 10 Km a nordeste da sede do município de Jacobina do Piauí. Nesta região, a Formação Cacimbas forma uma lente com cerca de 7Km de comprimento e 500m de largura, alongada segundo NE-SW, com espessura máxima do pacote sedimentar estimada em 350m.

A Formação Cacimbas é proposta para designar a associação de quartzitos e muscovita quartzitos de granulação fina e cor creme a levemente castanha, com intercalações subordinadas de metagrauvacas. Essas intercalações são mais destacadas na região de contato (transicional) entre as formações Cacimbas e Caridade do Piauí, onde se observa um pronunciado bandamento composicional de escala milimétrica a centimétrica entre metagrauvacas cinza escuras e quartzitos lenticularizados de cor bege, esses últimos localmente espessados devido a dobramentos isoclinais (Figura 3.51A).



**Figura 3.50** - A) Xisto do Membro Vereda exibindo abundantes exsoluções metamórficas de quartzo; B) aspecto microscópico de um plagioclásio-mica xisto milonítico do Membro Vereda (nicóis cruzados).



**Figura 3.51** - A) Quartzito da Formação Cacimbas (cor creme) intercalado com metagrauvaca da Formação Caridade do Piauí (cor cinza-esverdeada); B) Aspecto microscópico de um quartzito granoblástico da Formação Cacimbas, exibindo esparsos cristais de feldspato (nicóis cruzados). Fds = feldspato; Qz = quartzo.

De maneira geral, os quartzitos da Formação Cacimbas podem ter aspecto maciço, milonítico, ou mostrar-se finamente foliados quando enriquecidos em muscovita (Figura 3.51B). Essa unidade recobre uma área de cerca de 4Km<sup>2</sup>, e sua seção-tipo aflora ao longo da drenagem do Riacho Salgadinho, nas proximidades da localidade de Surubim, com os afloramentos podendo ser acessados a partir da rodovia PI 407 e através de estradas vicinais que alcançam àquele povoado.

Ao microscópio, estas rochas exibem microestruturas granoblástica (Figura 3.51C) ou protomilonítica. Sua foliação normalmente é definida por cristais orientados de muscovita, e pode ou não ser acompanhada por cristais estirados de quartzo. Porfiroclastos de quartzo de tamanho médio e formas arredondadas são localmente observados, dispersos em meio a uma matriz fina, essencialmente quartzosa, que exhibe contatos interlobados a suturados. Subgrãos e extinção ondulante são microestruturas comumente observadas nos cristais de quartzo. Os principais minerais acessórios presentes nestas rochas são magnetita, epidoto, clorita e plagioclásio, enquanto a microclina pode ser encontrada como mineral varietal.

### 3.11.3. Formação Barrocão (NP3ab)

A Formação Barrocão designa rochas metavulcânicas ácidas do Grupo Ipueirinha, que afloram principalmente no quadrante sudeste da Folha Patos, onde formam uma faixa alongada com direção NE-SW, com quase 6 Km de comprimento, localizada a cerca de 15 Km a nordeste da cidade de Jacobina do Piauí, próxima as localidades de Barrocão e Poço Comprido. Nessa ocorrência as rochas metavulcânicas estão representadas basicamente por metariolitos, com afloramentos distribuídos por uma área de aproximadamente 6Km<sup>2</sup>, com espessura máxima da sequência estimada em torno de 50 m.

Os metariolitos apresentam caráter porfirítico, coloração creme a rosada, são maciços a levemente foliados (Figura 3.52A), com texturas e estruturas vulcânicas que sugerem sua correspondência com um vulcanismo sin-sedimentar associado à bacia Ipueirinha. Entretanto, não foram observadas relações de contato entre os metariolitos da Formação Barrocão e as metagrauvas circundantes da Formação Caridade do Piauí.

A seção-tipo da unidade aflora ao longo da estrada vicinal que une as localidades de Juazeiro a Cacimbas, localizada especificamente nas imediações do povoado de Barrocão.

Petrograficamente, observam-se fenocristais subeuédricos a euédricos, de granulação média, formados por plagioclásio e, principalmente, microclina, assim como grandes cristais anédricos de quartzo, imersos em uma matriz félsica microcristalina (Figura 3.52B) composta por quartzo, feldspatos, sericita, clorita, biotita, calcita,

opacos e hidróxido de ferro. Os fenocristais de feldspato podem apresentar microfraturas e geminações polisintéticas (plagioclásio) ou em grade (microclina). No caso dos cristais de quartzo, por vezes, exibem feições de corrosão semelhantes a golfos (Figura 3.52C).

Processos de recristalização na matriz dessas rochas são representados por contatos interlobados a suturados. Nos fenocristais, as evidências de plasticidade intracristalina incluem extinção ondulante, formação de subgrãos e, no caso dos feldspatos, geminações dobradas e/ou acunhadas e kink bands.

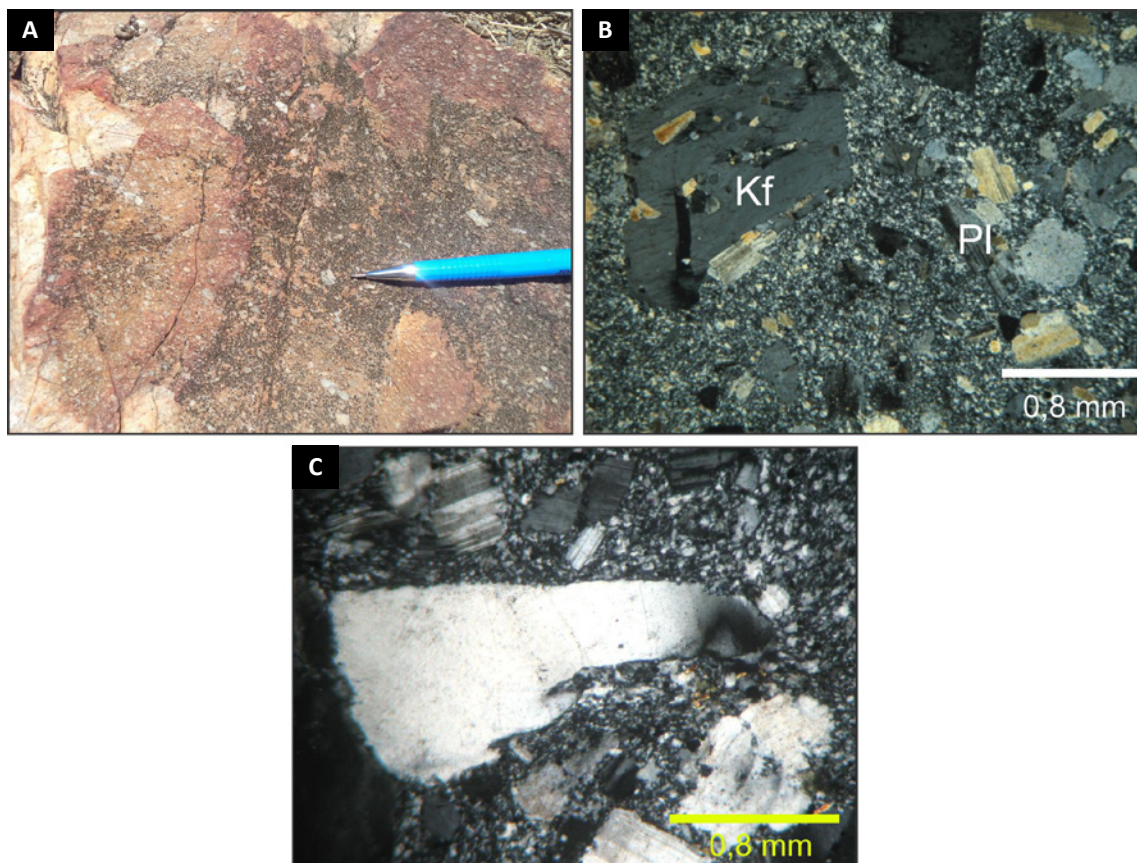
A deformação dos feldspatos presentes nestes metariolitos condiz com condições metamórficas de fácies xisto-verde (PASSCHIER e TROUW, 2005). Segundo Basto et al. (2019), o conjunto de microestruturas encontradas nos feldspatos dessas rochas, somada à ausência de clorita paragenética nos litótipos metassedimentares do Grupo Ipueirinha, sugerem para esta unidade condições metamórficas de temperatura entre 420-500°C.

Basto et al. (2019) consideram as rochas da Formação Barrocão como vulcanoclásticas devido, entre outros fatores, aos dados geocronológicos obtidos para a unidade. Esses dados evidenciaram que os zircões neoproterozoicos presentes no metariolito analisado são minoria frente aos abundantes zircões arqueanos e paleoproterozoicos encontrados. Tratando-se de um metariolito, tamanha preponderância de zircões mais antigos sobre os mais jovens dificilmente seria explicada apenas por processos de herança ou assimilação. Dessa maneira, os autores supracitados interpretam as rochas da Formação Barrocão como vulcanoclásticas de composição riolítica resultantes do retrabalhamento de detritos vulcânicos neoproterozoicos, com adição de material retrabalhado do embasamento arqueano/paleoproterozoico da bacia Ipueirinha.

### 3.11.4. Serpentinó Carnaubal (NP3µc)

As rochas metaultramáficas agrupadas na unidade Serpentinó Carnaubal constituem corpos alongados de direção NE-SW, concentrados na extremidade oriental do Grupo Ipueirinha e localizados a norte da cidade de Curral Novo do Piau. Esses corpos, que formam faixas que atingem até 8 Km de comprimento e larguras com mais de 800 m, sustentam um relevo caracterizado por morrotes, que ocorrem alinhados acompanhando a estruturação do Grupo Ipueirinha.

As relações de contato entre as rochas ultramáficas e as metagrauvas da Formação Caridade do Piauí não puderam ser observadas diretamente, porém, considerando a combinação entre foliações de alto ângulo e lineações de estiramento subhorizontais nas extremidades dos corpos metaultramáficos é possível admitir contatos tectônicos do tipo strike-slip, presumivelmente associados à forte



**Figura 3.52** - Aspecto macro e microscópico da Formação Barroco: A) Metariolito porfírico de cor rosada (amostra sem orientação); B) Metariolito ao microscópio (nicóis cruzados), exibindo porfiroclastos de plagioclásio e feldspato potássico em meio à matriz microcristalina (nicóis cruzados); C) cristal de quartzo com feições de corrosão. Kf = feldspato potássico; Pl = plagioclásio.

tectônica transcorrente regional e à consequente formação de zonas de cisalhamento direcionais em diversas escalas.

Os metaultramafitos recobrem uma área equivalente a 10 Km<sup>2</sup>, aproximadamente, e são formados essencialmente por magnetita serpentinitos de cor verde escura cujo principal mineral é a serpentina da variedade lizardita, conforme determinado por análises complementares de difração de raios-x. Localmente, os serpentinitos podem exibir aspecto homogêneo ou apresentar textura cumulática (Fig. 3.53A) denotada por pseudomorfos de serpentina. A magnetita nestas rochas pode estar presente em veios ou em cristais milimétricos levemente estirados, que por vezes se concentram em determinados níveis da rocha, indicando um possível acamamento ígneo.

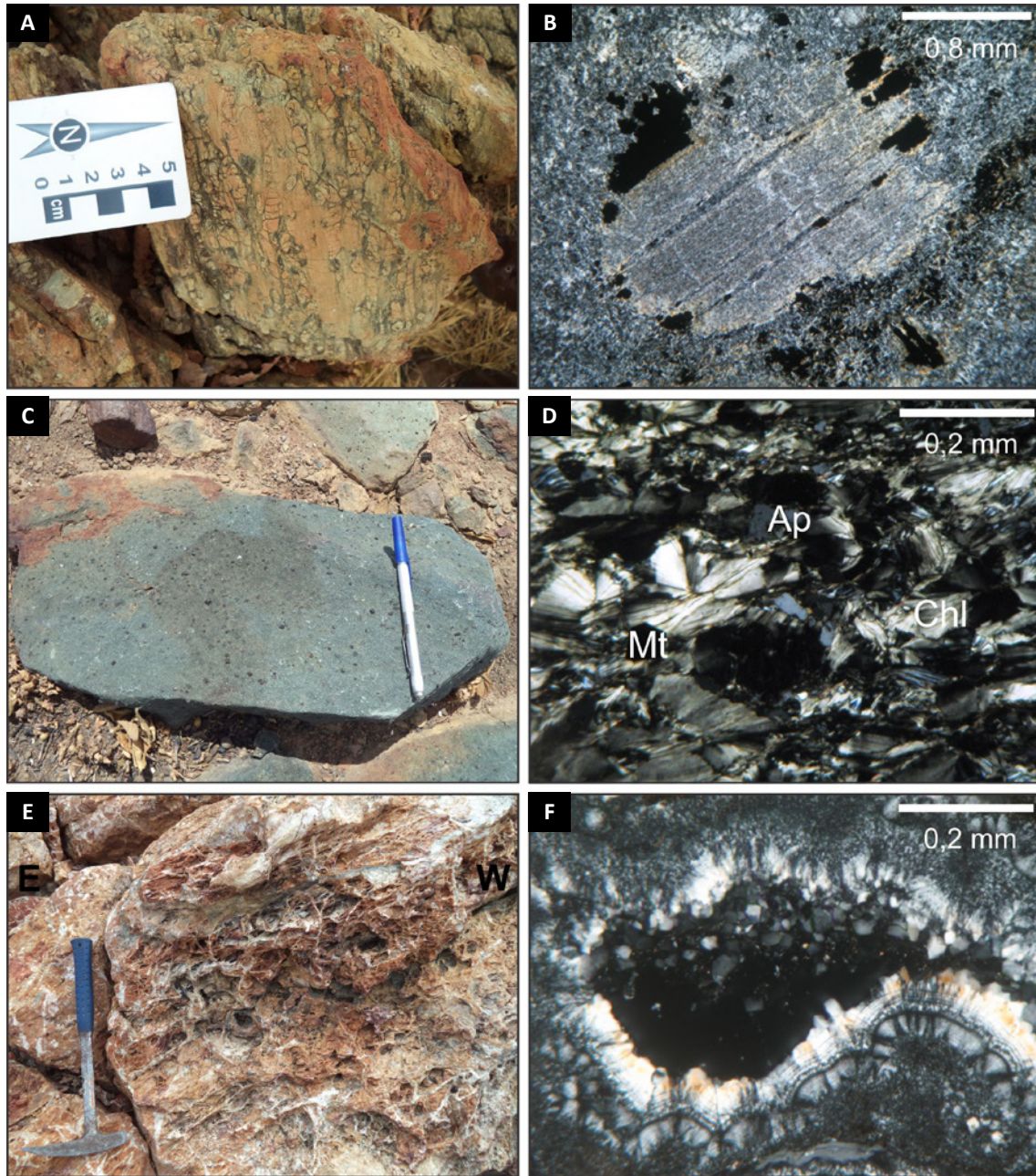
Ao microscópio, é possível observar a predominância de serpentina finamente cristalizada, com arranjo predominantemente caótico. Os cristais pseudomórficos normalmente consistem em uma variedade opticamente contínua de serpentina denominada bastita (Fig. 3.53B). Raras amostras exibiram níveis de flogopita orientada, ou cristais de tremolita euédricos a subédricos. Assim como observado a nível macroscópico, os cristais de magnetita mostram-se sutilmente alongados, e, por vezes, definem um bandamento milimétrico.

Associados a estes serpentinitos, têm-se apatita-magnetita clorititos e magnetita-clorititos (Fig. 3.53C) de cor verde escura e xistosidade pronunciada, que exibem porfiroblastos milimétricos de magnetita euédrica. O estudo petrográfico destas rochas mostra que a clorita presente é da variedade magnésiana e que, além de magnetita e apatita (Fig. 3.53D), podem incluir ilmenita, rutilo e rara monazita em sua mineralogia.

Ao redor dos corpos ultramáficos, concentram-se auréolas silicosas provavelmente resultantes de processos de exsudação de sílica. Essas rochas podem apresentar cor castanha ou branca, e por vezes formam estruturas semelhantes a stockworks (Fig. 3.53E). São constituídas por quartzo e/ou calcedônia associados a argilominerais e opacos (Fig. 3.53F).

### 3.12. SUÍTE INTRUSIVA MORRINHO (NP3ymr)

Os granitos neoproterozoicos sin a tardi-orogênicos da Suíte Morrinhos formam duas intrusões alinhadas na direção NE-SW no âmbito do Grupo Ipueirinha, justapostos de forma quase simétrica, respectivamente, nos contatos meridional e setentrional da sequência metassedimentar com as rochas do Complexo Granjeiro. A maior intrusão, nas proximidades da cidade de Caridade do



**Figura 3.53** - A) Serpentinito com textura cumulática denotada por pseudomorfos de serpentina; B) pseudomorfo de serpentina ao microscópio (nicóis cruzados); C) aspecto macroscópico dos magnetita clorititos; D) cloritito ao microscópio (nicóis cruzados), mostrando associação mineral Mg-clorita + magnetita + apatita; E) exudação de quartzo em stockwork; F) aspecto microscópio das exudações de quartzo, constituídas por calcedônia e quartzo (nicóis cruzados). Ap = apatita; Chl = clorita, Mt = magnetita.

Piauí, atinge aproximadamente 12 Km de comprimento e largura por volta de 1 Km, e faz contato intrusivo com a Formação Caridade do Piauí (a sul), e tectônico com o Complexo Granjeiro (a norte), este marcado por uma zona de cisalhamento transcorrente dextral.

A segunda faixa de ocorrência, próxima a Curral Novo do Piauí, é formada por dois corpos alongados contíguos, com cerca de 3 km de comprimento cada, os quais separados parcialmente por uma grande zona de cisalhamento, que também caracteriza o contato entre

o Grupo Ipueirinha e o Complexo Granjeiro. Contatos intrusivos desses granitos também são sugeridos tanto com as rochas da Formação Caridade do Piauí do Grupo Ipueirinha quanto com aquelas do Complexo Granjeiro, sendo em parte tectônico com esta última unidade.

A Suíte Morrinho agrupa metagranitoides leucocráticos de coloração rosada e granulação média, ricos em feldspato potássico (Figura 3.54). Embora os granitos predominem amplamente nesta suíte, observam-se também esparsos afloramentos de rochas extrusivas ácidas

metamorfizadas, que indicam contribuição vulcânica subordinada, um aspecto que aparentemente difere a Suíte Morrinho das demais unidades graníticas caracterizadas na faixa Ipueirinha, como a Suíte Itaporanga.

Mesoscopicamente, correspondem a riolitos subvulcânicos/vulcânicos de cor rosada, texturalmente maciços e com agregados de quartzo dispersos em meio a uma matriz de granulação muito fina.



**Figura 3.54** - Metagranito de cor rosada da Suíte Morrinho.

Ao microscópio, os granitos são comumente granoblásticos, com foliação milonítica pouco desenvolvida e lineação bem marcada pelos eixos maiores dos cristais de feldspato ou ainda por cristais de quartzo algo estirados. Composicionalmente, são granitos stricto sensu, com cristais subédricos a anédricos de feldspato associados a quartzo anédrico e biotita, clorita e sericita em quantidades varietais. Os feldspatos normalmente preservam geminação polissintética ou em grade, sendo o feldspato potássico localmente pertítico. Os agregados de quartzo apresentam contatos intergranulares interlobados, extinção ondulante e subgrãos. Os minerais acessórios são opacos, titanita, zircão, epidoto e apatita.

Os riolitos, por sua vez, em lâmina, exibem pórfiros de tamanho médio de plagioclásio e principalmente de microclina, isolados ou formando aglomerados, imersos em uma matriz quartzo-feldspática de granulação muito fina. Finas palhetas de sericita fracamente orientadas definem uma foliação incipiente.

### 3.13. SUÍTE INTRUSIVA ITAPORANGA (NP3Y2it)

Na área do Projeto as intrusões incluídas na Suíte Itaporanga são bastante expressivas, comumente associadas maciços com dimensões de batólitos, aparentemente polidiapíricos, formando corpos alongados concordantes com o trend das estruturas regionais. Ocupam grandes extensões das folhas Simões e Patos,

com limites ocidentais das faixas granitoides balizados por sedimentos da Bacia do Parnaíba. Assim como a Suíte Morrinho, os granitoides Itaporanga formam intrusões nas rochas do Grupo Ipueirinha e do Complexo Granjeiro, sendo também registrados intrusivos no Complexo Itaizinho. Os contatos com essas unidades são em grande parte tectônicos e marcados por zonas de cisalhamento transcorrentes.

São granitoides composicional e texturalmente bastante diversificados, de caráter sin a tardi-tectônicos até pós-tectônicos, com quimismo calcialcalino a alcalino e meta a peraluminoso, com as rochas refletindo diferentes estágios de milonitização (Ribeiro e Vasconcelos, 1991; MELO E VASCONCELOS, 1991). Os granitoides estão representados por granodioritos, granitos, monzogranitos, sienitos e quartzomozonitos, com colorações róseas a acinzentadas, finos a grossos até porfiríoides, isótipos a foliados, frequentemente miloníticos.

A cartografia da unidade define quatro associações plutônicas principais, que compreendem os batólitos dos tipos Campos Sales-Açaré (it19), Simões (it20), Araripina (it21) e corpos sem denominação formalizada (it45).

A primeira associação granitoide (it19), mais expressiva, corresponde a uma suíte calcialcalina de alto potássio, porfirítica, com composição quartzomonzonítica a granodiorítica. Em mapa está subdividida em plútons formados pela predominância de quartzo monzonitos e granodioritos (A); biotita granitos (B) e feldspato potássico quartzo-sienitos e quartzo monzonitos (C). As demais associações incluem batólitos formados por granitos e granodioritos grossos a porfiríticos, com caráter calcialcalino de alto K, incluindo ocorrências de dioritos e de fases de misturas intermediárias.

### 3.14. GRANITOIDES INDISCRIMINADOS (NP3Y3i)

Incluem corpos granitoides não nomeados formalmente, em muitos aspectos semelhantes às rochas descritas para as unidades Morrinhos e Itaporanga. Ocorrem em meio às litologias do Grupo Ipueirinha e dos complexos Granjeiro e Itaizinho, configurando corpos alinhados à estruturação regional, e como as suites anteriores, com alguns deles apresentando dimensões de batólitos.

São rochas neoproterozoicas em sua maioria interpretadas como de linhagem sin até pós-tectônica, com feições ígneas primárias preservadas ou apresentando diferentes estágios de milonitização, com texturas proto a ultramiloníticas.

Quimicamente são granitoides bastante diversificados, com linhagens calcialcalina a alcalina e para a metaluminoso, até peraluminoso, com composição variando de granítica a granodiorítica. A exemplo das suites Morrinho e Itaporanga, admite-se relações de intrusão para maior parte de suas ocorrências nas unidades onde alojados

(RIBEIRO E VASCONCELOS, 1991; MELO E VASCONCELOS, 1991), a despeito dos contatos geralmente tectônicos e marcados por zonas de cisalhamento transcorrentes.

Os corpos granitoides observados, especificamente, em meio às faixas do Complexo Itaizinho são de menor expressão física e interpretados como sheets graníticos de linhagem pré a sin transcorrências relacionadas ao Ciclo Brasileiro e com quimismo principalmente calcialcalino e metaluminoso. São rochas principalmente com coloração cinza, mais raramente rósea, foliadas, eventualmente bandadas e com estrutura gnáissica, comumente milonitizadas, com granulação média a grossa ou com texturas augen e porfiroclásticas.

Em relação às intrusões presentes nas rochas do Complexo Granjeiro e do Grupo Ipueirinha, elas apresentam dimensões de batólitos, as quais alongadas e concordantes com a estruturação das hospedeiras. Esses granitoides, por sua vez, são relacionados a um magmatismo sin a pós-tectônico do Ciclo Brasileiro e quimicamente classificados como calcialcalinos a alcalinos e meta a peraluminosos. Texturalmente são rochas pouco deformadas, apresentando coloração rósea a cinza rósea, granulação média a grossa equigranular, maciças ou com foliação incipiente. Veios de pegmatitos de fases tardias são registrados para essas unidades.

### 3.15. SUÍTE MÁFICA A INTERMEDIÁRIA (NP352)

As rochas associadas a essa unidade informal formam dois corpos localizados nos limites da Folha Patos, o mais expressivo situado na porção centro-leste da referida folha, onde configura uma faixa alongada com mais de 6 Km de extensão e de direção E-W, alinhada ao trend regional.

Ocorre em meio a rochas do Complexo Granjeiro, com contatos ao norte estabelecido com granitoides da Suíte Itaporanga e a sul com rochas do Grupo Ipueirinha, este marcado por uma zona de cisalhamento transcorrente dextral de grande amplitude.

A segunda faixa de ocorrência está delimitada na porção central da Folha Patos, formando um pequeno corpo alinhado na direção NE-SW, também concordante com a estruturação regional, com pouco mais de 3 Km de comprimento e integralmente inserido em meio a contextos granitoides da Suíte Itaporanga. De acordo com Melo e Vasconcelos (1991), essas rochas são interpretadas como intrusões sin-tectônicas do Ciclo Brasileiro, sendo mesoscopicamente descritas como rochas melanocráticas, com granulação média a grossa, em geral, com baixo grau de deformação, com mineralogia essencial que inclui feldspatos e anfibólios, com biotita e quartzo eventualmente presentes.

Em seção delgada, apresentam textura alotriomórfica granular, com mineralogia onde predominam plagioclásio e hornblenda. Biotita pode fazer parte dessa associação,

assim como o quartzo, clinopiroxênio e ortoclásio. Minerais de alteração incluem epidoto, tremolita-actinolita, clorita e sericita. Petrograficamente são classificadas como metagabros, metadioritos e quartzodioritos.

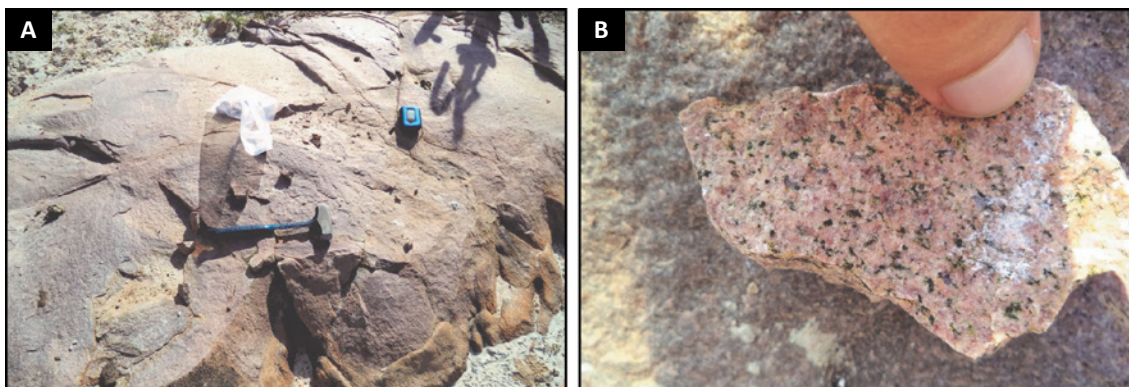
Segundo Melo e Vasconcelos (1991), na maior ocorrência foi observado as rochas cortando metassedimentos do Grupo Ipueirinha, inclusive com a presença de megaxenólitos das encaixantes. Em relação as ocorrências associadas aos granitoides, ao contrário, são descritos xenólitos de rocha básica em meio aos granitos, além do que grande quantidade de diques graníticos cortando a mesma. Os autores aventam ainda uma possível contemporaneidade entre os dois magmas, em função da ocorrência de restitos máficos arredondados e ovalados e com contatos difusos. No menor corpo, ressaltam uma assimilação da rocha básica pelo magma granítico.

### 3.16. SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA ALDEIA (NP3γ3s)

A Suíte Serra da Aldeia abrange granitos tardi a pós-colisionais, que ocorrem formando vários plútons circunscritos com formas geométricas subcirculares, elípticas e alongadas, com dimensões desde pequenos stocks até batólitos. Essas intrusões na área do Projeto estão concentradas principalmente nas porções ocidentais da Faixa Riacho do Pontal, grosso modo, formando corpos alinhados num trend de direção NE-SW, tendo como unidades encaixantes os complexos Santa Filomena, Monte Orebe, Brejo Seco e Morro do Estreito, o Grupo Casa Nova, além dos granitoides Rajada. Sua expressão física mais notável constitui o batólito subcircular da Serra das Melancias, localizado a oeste da Folha Paulistana. Esses granitos, juntamente com aqueles da Suíte Serra do Caboclo, representam a última manifestação magmática dessa natureza na Faixa Dobrada Riacho do Pontal.

A Suíte Serra da Aldeia é formada por granitos isotrópicos, localmente exibindo orientações de fluxo, composicionalmente bastante diversificados, incluindo tipos classificados como biotita granitos, monzogranitos, quartzomozodioritos, riebeckita-quartzo monzogranitos, aegerina-augita granitos, hornblenda granitos, hornblenda sienitos, quartzo sienitos e monzonitos. Quimicamente, representam um magmatismo classificado desde calcialcalino de alto K a francamente alcalino, predominantemente com características metaluminosas, mais raramente peraluminosas.

Os granitos da Suíte Serra da Aldeia, mesoscopicamente, são muito diversificados, apresentando coloração rósea predominante, às vezes cinza clara, granulação variando de fina a grossa, até porfirítica, com fenocristais formados por cristais tabulares de K-feldspato e plagioclásio e comumente com textura maciça (Figura 3.55A), não sendo raro, entretanto,



**Figura 3.55** - A) Afloramento de quartzo sienito em lajedo;  
B) Detalhe da textura de quartzo sienito onde evidencia-se alinhamento de minerais máficos.

minerais máficos orientados (Figura 3.55B). A mineralogia essencial inclui feldspatos alcalinos, basicamente a microclina, plagioclásio e quartzo, e secundariamente e, em proporções variáveis, biotita, anfibólios (riebeckita, arfvedsonita e hornblenda) e piroxênios (aegirina e augita). Mostram frequentemente alteração hidrotermal do tipo propilítica.

Estudos seção delgada de algumas amostras exibem textura granular, por vezes porfirítica, marcada pela presença esparsa de fenocristais de feldspato imersos em matriz de granulação fina. A mineralogia essencial é formada por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio, tendo como acessórios mais comuns epidoto, titanita, apatita, zircão e opacos.

### 3.17. SUÍTE INTRUSIVA SERRA DO CABOCLO (NP3γ3cb)

Como os granitos da unidade Serra da Aldeia, as rochas da Suíte Serra do Caboclo fazem parte do plutonismo tardi a pós-transcorrência, caracterizado na região onde se insere a área em estudo, com suas ocorrências na área do Projeto limitadas a dois corpos circunscritos alongados localizados no extremo sudoeste da Folha Santa Filomena e intrusivos no Complexo Monte Orebe.

Próximos às zonas de contatos da maior intrusão, denominada Plúton da Caveira, Angelim (1988) registra grande frequência de inclusões conatas (autólitos) formadas por rochas máficas parcialmente assimiladas evidenciando fluxos magmáticos, assim como ocorrências de xenólitos angulosos centimétricos a métricos de metabasaltos, em vários casos contornados por estruturas de fluxo, e de brechas de explosão. O autor ressalta ainda, localmente, a presença de xenólitos de micaxistos e quartzitos do Complexo Monte Orebe dispersos pela massa granítica.

Assim como a Suíte Serra da Aldeia, granitos da unidade em pauta representam basicamente um magmatismo de linhagem mantélica, sendo francamente alcalinos e de

caráter metaluminoso (Angelim, 1988), com suas rochas composicionalmente classificadas como quartzo sienito, feldspato-quartzo sienito e álcali-feldspato granito.

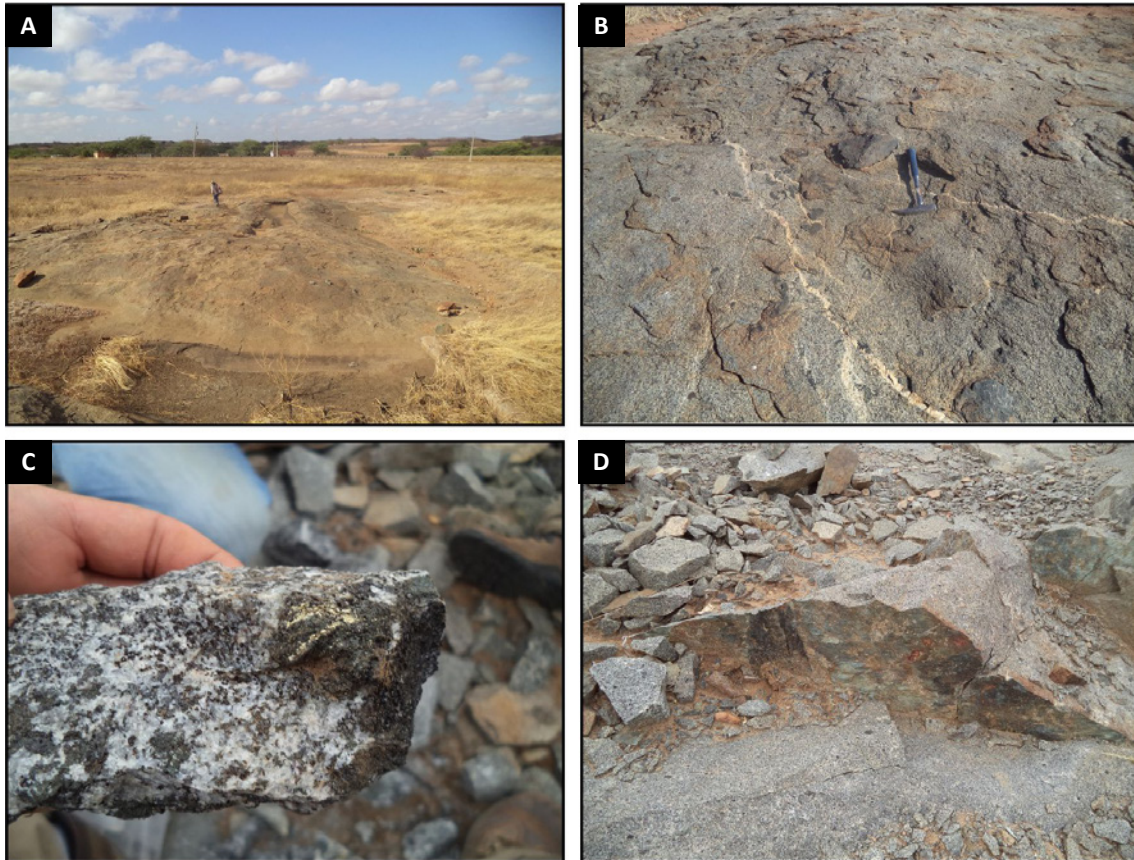
Mesoscopicamente, são rochas com coloração rósea predominante, em geral isotropas, francamente porfiríticas, com fenocristais de microclina com dimensões milimétricas (até 1 cm), euédricos, em meio a uma matriz fina a média acinzentada com mineralogia essencial composta por plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio (hornblenda). Comumente as rochas da unidade apresentam clots de anfibólio e biotita na textura (Figura 3.56C), sendo ainda registradas em uma pedreira localizada na Fazenda Palmeira, no batólito da Caveira, ocorrências de cristais milimétricos de pirita e calcopirita dispersos na textura da rocha (Figura 3.56C) e em planos de fratura, assim como manchas de malaquita em planos de fraqueza (Figura 3.56D).

### 3.18. SUÍTE MASSAPÊ (ε1μma)

Na área do Projeto a Suíte Massapê tem como expressões físicas mapeadas apenas dois corpos máfico-ultramáficos de natureza alcalina, alongados na direção NE-SW e com dimensões relativamente modestas, os quais concordantemente intrusivos em metassedimentos do Grupo Casa Nova.

O maior deles, com forma elipsoidal e com quase 8 Km de extensão e localizado no extremo SW da Folha Barra do Bonito, está alojado em micaxistos, quartzitos e quartzitos da Formação Barra Bonita. Sua principal rocha tem natureza ígnea básica, representada por hiperstênio-gabronoritos de coloração esverdeada, granulação média, compostos por piroxênios, anfibólios, feldspatos e opacos.

Microscopicamente, apresentam textura granular, com mineralogia essencial formada por hiperstênio, em parte alterados para uralita-actinolita, e plagioclásios, ocorrendo acessoriamente quartzo, titanita, carbonato, epidoto, biotita e opacos (PRADO E VASCONCELOS, 1991). A intrusão menor, com pouco mais de 2 Km e localizada



**Figura 3.56** - A) e B) Aspecto geral de afloramentos de granitos da Suíte Serra do Caboclo; C) Pirita e calcopirita em clots de anfibólio na textura do granito do batólito da Caveira; D) Detalhe de fraturas com malaquita.

na porção centro-norte da Folha Afrânio, ocorre encaixada em metagrauvas turbidíticas, com contatos bruscos (SAMPAIO E VASCONCELOS, 1991).

Os tipos petrográficos caracterizados incluem piroxenitos, anfibolitos e carbonatos, sendo ainda registrados injeções pegmatíticas de caráter ácido. Essa intrusão é notabilizada pela presença de rochas vermiculíticas, mineralogicamente caracterizadas por associações de flogopita-vermiculita, diopsídio, hornblenda, hidrobiotita e álcalifeldspato. Magnetita ocorre finamente disseminada. A origem da vermiculita é creditada a alteração da flogopita e biotita pela lixiviação dos álcalis por processos meteóricos.

Nos afloramentos visitados foi observado elevado fraturamento, com presença de veios de calcita verticalizados ou horizontalizados e, mais raramente, formando stockworks, refletindo mecanismo de expansão (Figuras 3.57A, B e C). O minério de vermiculita, que está associado à facies pegmatoides (Figura 3,57D), foi objeto de exploração pela empresa Eucatex entre os anos de 1982 e 2008.

Rochas dioríticas, correlacionadas à Suíte Massapê e não cartografadas, são descritas na localidade de Lagoa das Pedras na porção centro-ocidental da Folha Barra do Bonito, associadas a um pequeno corpo elipsoidal

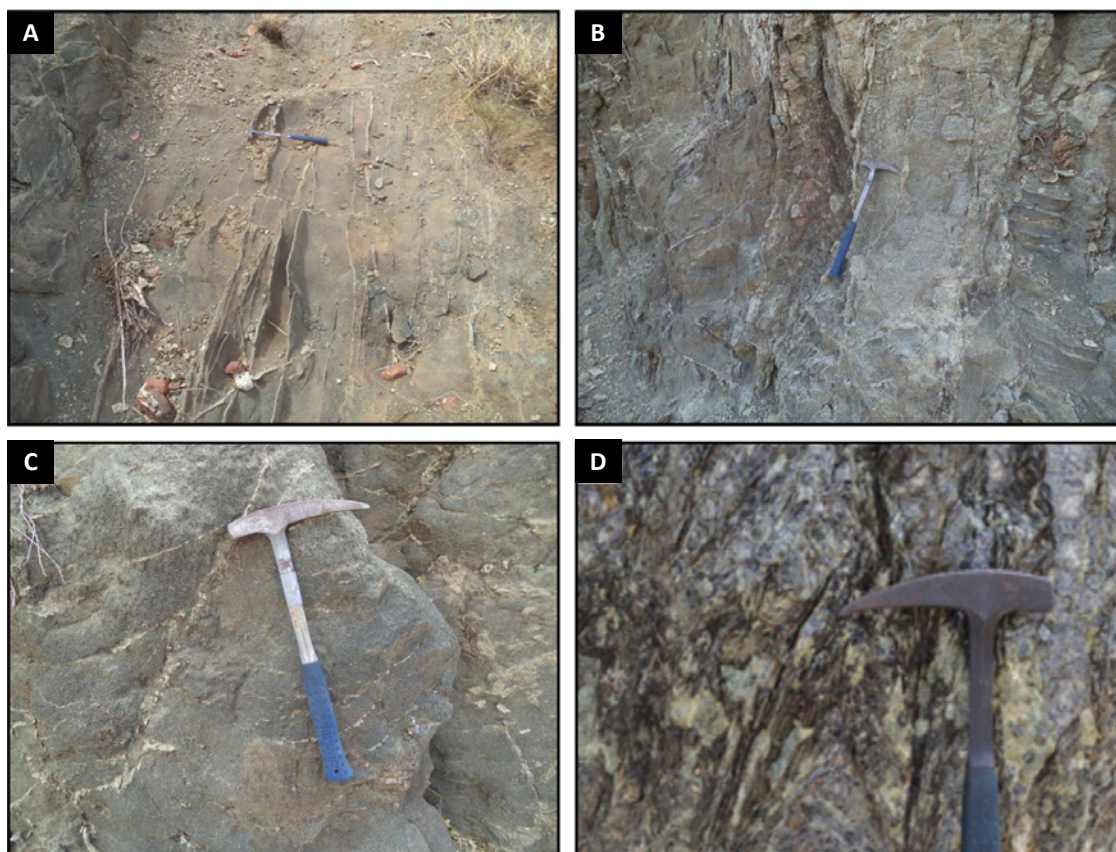
intrusivo em xistos do Grupo Casa Nova. Prado e Vasconcelos (1991) descrevem essas rochas como ígneas plutônicas, de coloração predominantemente cinza, granulação média, constituídas por feldspatos, anfibólios e opacos. Em lâmina delgada exibem textura granular hipidiomórfica, tendo caracteristicamente bordas de reação em torno de opacos e plagioclásio. A mineralogia principal inclui andesina, hornblenda e/ou tremolita-actinolita, clorita e opacos (pirita/magnetita).

As rochas da unidade Massapê são consideradas intrusões tardias no domínio edicariano da Faixa Riacho do Pontal, sendo admitidas como relacionadas a uma tectônica rúptil.

### 3.19. BACIA DO PARNAÍBA

Conforme sua concepção original, a Bacia do Parnaíba, pertinente a Província homônima, situa-se na porção ocidental do nordeste brasileiro, compreendendo grande parte dos territórios dos estados do Piauí e Maranhão, além de porções mais restritas dos estados do Ceará, Pará, Tocantins e Bahia. Trata-se de uma bacia intracratônica, segundo classificação de Klemme (1980), Asmus e Porto (1972). Entidade geotectônica mais recente da região, a Bacia do Parnaíba representa





**Figura 3.57** - A), B), e C) Veios de carbonato representando zonas de expansão na rocha; D) Fácies pegmatoide com flogopita.

o preenchimento de depressões intracratônicas de evolução policíclica, originando compartimentações sedimentares de características distintas. É limitada ao Sul pelo Arco de São Francisco, enquanto as bordas leste e oeste, delimitadas, respectivamente, pelas rochas da Província Borborema e da faixa dobrada brasileira Tocantins-Araguaia, que apresenta alinhamento N-S. Os limites setentrionais são demarcados pelos arcos de Tocantins e Ferrer-Urbano Santos, o primeiro a separando da Bacia Amazônica, e o segundo das bacias costeiras de São Luís e Barreirinhas.

A Bacia do Parnaíba desenvolveu-se sobre um embasamento continental durante o estágio de estabilização da Plataforma Sul-Americana. A hipótese mais consistente e menos contraditória para origem da bacia seria a de uma contração térmica e adensamento litosférico ocorrido no final da Orogênese Brasileira, provocando fragmentação de um supercontinente no Neoproterozoico. Segundo Loczy e Ladeira (1976), do ponto de vista tectônico, a bacia representaria um golfo intracratônico suavemente deformado mostrando assimetria segundo NW. Ao longo de sua borda oriental os estratos paleozoicos mergulham regionalmente para o centro, com valores de 4° a 2°, ao passo que no setor norte-ocidental, os mergulhos nas bordas variam de 4° a 5°. Cunha (1986) relaciona duas importantes estruturas do embasamento

da bacia do Parnaíba: o lineamento Transbrasiliiano e o lineamento Picos-Santa Inês.

Estratigraficamente, a Bacia do Parnaíba é dividida nos grupos Serra Grande e Canindé, paleozóicas, Balsas (Paleoproterozoico-Mesozoica) e Mearim (Mesozoica), além das formações cretácicas Sardinha, Codó, Grajaú, Urucuia e Itapecuru. Na área do Projeto as unidades da Bacia do Parnaíba compreendem a unidade basal do Grupo Serra Grande, a Formação Ipu, e as Formações Itaim, Pimenteirias e Cabeças do Grupo Canindé. O Grupo Serra Grande assenta-se discordantemente sobre rochas ígneas e metamórficas do embasamento, enquanto seu contato superior é discordante (desconformidade) com o Grupo Canindé. No extremo leste da bacia é observada esta última unidade em contato direto com o embasamento através de uma inconformidade, enquanto em relação à unidade superior, o Grupo Balsas, dá-se discordantemente (GÓES e FEIJÓ, 1994).

### 3.19.1. Grupo Serra Grande - Formação Ipu (Ssgi)

A Formação Ipu, que compõe o Grupo Serra Grande na área do projeto, é relatada por Campbell; Almeida e Silva (1949) como composta por arenitos, conglomerados, arenitos conglomeráticos e diamictitos, tendo sido depositada

em ambiente fluvial anastomosado com influência periglacial. Na área do projeto aflora na porção noroeste, de forma extensiva principalmente nas folhas Patos, Riacho Queimadas e Brragem. A formação é caracterizada por arenitos de granulometria fina a grossa, intercalados com arenitos conglomeráticos e níveis de conglomerados com espessura média de 30 cm, de coloração amarelada, às vezes apresentando estratificação cruzada.

### 3.19.2. Grupo Canindé

#### 3.19.2.1. Formação Itaim (D1i)

A Formação Itaim ocorre na porção sudoeste da área de estudo, mais precisamente na parte oeste da Folha Barragem. São anotados arenitos finos esbranquiçados e folhelhos cinza, depositados em ambientes deltaicos e plataformal, dominados por correntes induzidas por processos de marés e de tempestades.

Os depósitos da Formação Itaim são interpretados como acumulados pelo efeito do aumento da lâmina d'água quando foi estabelecida uma plataforma marinha proximal, batida por tempestades. A unidade representa o limite inferior do sistema deposicional transgressivo na plataforma, consistindo uma sequência transgressiva discordante em relação a unidade inferior, retratada pela fácies fluvial anastomosada da Formação Jaicós, unidade superior do Grupo Serra Grande. A sequência transgressiva, iniciada no Eoiefeliano, é composta por camadas de arenitos que ocorrem com pequena espessura em superfície, no flanco leste da bacia.

#### 3.19.2.2. Formação Pimenteiras (D23p)

A Formação Pimenteira ocorre na área de trabalho na porção noroeste- sudeste, mais precisamente nas folhas Patos, Riacho Queimadas e Barragem. Tal formação é constituída de folhelhos cinza escuros a pretos, até esverdeados, em parte bioturbados, radioativos, ricos em matéria orgânica, representariam a ingressão marinha mais importante da Bacia do Parnaíba. Isso é ratificado por Caputo (1984), que destaca a Formação Pimenteira como registro de uma grande transgressão marinha devoniana, com oscilações do nível do mar. Intercalados aos folhelhos são registradas ocorrências subordinadas de siltitos e arenitos muito finos, creditados como formados em ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades. Esses depósitos tempestíticos, com estratificações cruzadas tipo hummockys, são marcados por níveis de hardground com icnofósseis perfurantes, que sinalizam parada da sedimentação após as tempestades. A presença desses depósitos entre sistemas de níveis de mar alto é indicativa do início do intervalo regressivo.

Os folhelhos, laminados ou maciços, podem exibir cores avermelhadas devido à oxidação de siderita e pirita, além de bioturbação. Leitões e nódulos de siderita, nódulos de fosfato e oólitos ferruginosos foram registrados, principalmente em subsuperfície, associados aos pelitos. As intercalações anotadas nos folhelhos de lentes de arenitos finos e com estratificação cruzada hummocky e camadas laminadas com variação de siltitos a arenitos grossos até conglomeráticos são interpretados como fácies de tempestade. A fácies de arenitos intercalados a pelitos é formada por fluxos combinados de baixa energia, cuja camada corresponde a um único evento deposicional.

A presença de vários ciclotemas na Formação Pimenteiras, onde as fácies pelíticas são dominantes, sugerem ciclos sedimentares marinhos que se repetem, compostos desde estratificação cruzada incipiente, sob influência de correntes de ondas, até folhelhos bioturbados que sugerem ambiente de deposição de pouca energia. Um indicador de atividade de microorganismos são os folhelhos pretos radioativos. A oscilação do nível do mar causou muitos períodos de exposição ao ambiente subaéreo, justificando a ocorrência de pelitos ferrificados por oxidação subaquática, distribuídos em vários níveis estratigráficos nessa formação.

#### 3.19.2.3. Formação Cabeças (D23c)

A Formação Cabeças (PLUMMER, 1948) foi caracterizada por uma sequência de arenitos aflorantes nas vizinhanças do povoado Cabeças, atualmente, cidade de Dom Expedito Lopes, a noroeste de Picos, no estado do Piauí. De idade givetiana-frasniana, a Formação Cabeças, segundo Della Fávera (1990), é constituída principalmente por arenitos finos e bem selecionados, depositados em ambiente nerítico plataformal sob a ação predominante de correntes induzidas por processos de marés. Caputo (1984), por sua vez, atribuiu a origem da unidade a correntes oceânicas e eventual influência perigracial devido à presença de diamictitos.

Na Folha Riacho Queimadas, na altura do Km 40 da BR-020, entre as cidades de São João do Piauí e Simplício Mendes, afloramentos atribuídos à unidade são formados por arenitos avermelhado, finos e bem selecionados, formando camadas com espessuras entre 20 e 30 cm. Localmente, registram-se pequenas lentes, com 10 cm de espessura, formadas pelo mesmo arenito, porém com matriz de cor marrom e ferruginosa. Deste ponto até a cidade de Nova Santa Rita (PI) as áreas de ocorrência da unidade são caracterizadas pela presença de areias brancas ricas em seixos. Conforme Plumer (1948), a unidade é composta predominantemente por arenitos, com delgadas intercalações de siltitos e folhelhos. Na base dessa unidade, Della Fávera (1990), por sua vez, registrou a presença de tempestitos.

### 3.20. BACIA DO ARARIPE - FORMAÇÕES SANTANA (K1s) E EXU (K12e)

A Bacia do Araripe constitui uma bacia interior, preenchendo depressões na porção ocidental da Zona Transversal da Província Borborema. Estruturalmente, arranja-se segundo uma faixa de direção NE, denominada de Trend Cariri-Potiguar (MATOS, 1992, 1999, 2000; JARDIM DE SÁ et al., 2007), sendo sua origem relacionada ao sistema de esforços distensionais atuantes a partir do Jurássico Superior, que resultaram na formação do atual oceano Atlântico Sul e da margem continental brasileira, a partir do rifteamento do antigo Supercontinente Pangea, com a separação da América do Sul - África (MATOS, 1992; PONTE e PONTE FILHO, 1996; ASSINE, 2007).

A Bacia do Araripe é parcialmente delimitada por zonas de cisalhamento pré-cambrianas reativadas: a norte pelo Lineamento Patos, enquanto que a noroeste, sul e a leste pelas chamadas falhas de Farias Brito, Sítio das Moreiras e de Conceição, respectivamente. Internamente a bacia é constituída por horsts e grabens orientados na direção NE-SW, cujos sedimentos nela depositados progradaram seus limites originais, se expressando fisicamente a Bacia do Araripe como uma faixa E-W, alinhada à principal estruturação regional.

Na área de trabalho, a Bacia do Araripe abrange as feições da Chapada do Araripe, nos domínios das folhas Simões e Santa Filomena e tem relação direta com a supersequência pós-rifte de Assine (2007), sendo representada pelas suas duas formações cretácicas, Santana (K1s) e Exu (K12e), as quais expostas no quadrante nordeste da Folha Simões, como um apêndice projetado para sul. Esta supersequência tem por base a discordância Pré-Aptiana, apresentando-se de forma tabular, com camadas subhorizontais (leve mergulho para W). De acordo com Ponte; Medeiros e Ponte Filho (1997), a supersequência Pós-Rifte compreende três sistemas deposicionais distintos: um sistema

flúvio-lacustre carbonático albo-aptiano (Membro Crato, Formação Santana), um sistema lagunar-evaaporítico e marinho mesoalbiano (Camadas Ipubi e Membro Romualdo, Formação Santana), e um sistema fluvial entrelaçado a meandrante, albo-cenomaniano (Formação Exu).

### 3.21. DIQUES BÁSICOS (K1B)

Góes e Feijó (1994) citam que as rochas ígneas básicas intrusivas com idade variando entre 215 e 110 Ma, reconhecidas na Bacia do Parnaíba, possivelmente são relacionadas a três pulsos magmáticos principais. São representadas basicamente por diques de diabásio com direções diversas, que na área do Projeto ocorrem praticamente cortando todas as unidades, sendo registrados, sobretudo, nas rochas da Formação Barra Bonita do Grupo Casa Nova e nos granitos das suítes Serra da Aldeia e Itaporanga.

A maior expressão dessas intrusões está localizada na porção central da Folha Barragem, com a rocha básica formando um dique de grandes proporções, fisicamente delimitável na escala de trabalho, preenchendo fratura de direção NE-SW, com mais de 6 Km de extensão e mais de 20 m de largura aparente, cortando integralmente um batólito granítico da Suíte Serra da Aldeia. Na porção NE da Folha Patos, por sua vez, essas intrusões se notabilizam pela ocorrência de um enxame de corpos subparalelos dispostos por mais de 12 Km, alinhados na direção NW-SE e intrusivos em granitoides da Suíte Itaporanga e próximos aos limites da Bacia do Parnaíba.

No geral, são rochas de granulação fina, maciças, que ao microscópio mostram textura ofítica. A ocorrência de disseminações de pirita na textura não é incomum.

Os afloramentos dos diques de diabásio geralmente estão caracterizados pela presença de blocos residuais devido à esfoliação esferoidal, assim como por um solo argiloso e avermelhado (Figuras 3.58A e B).

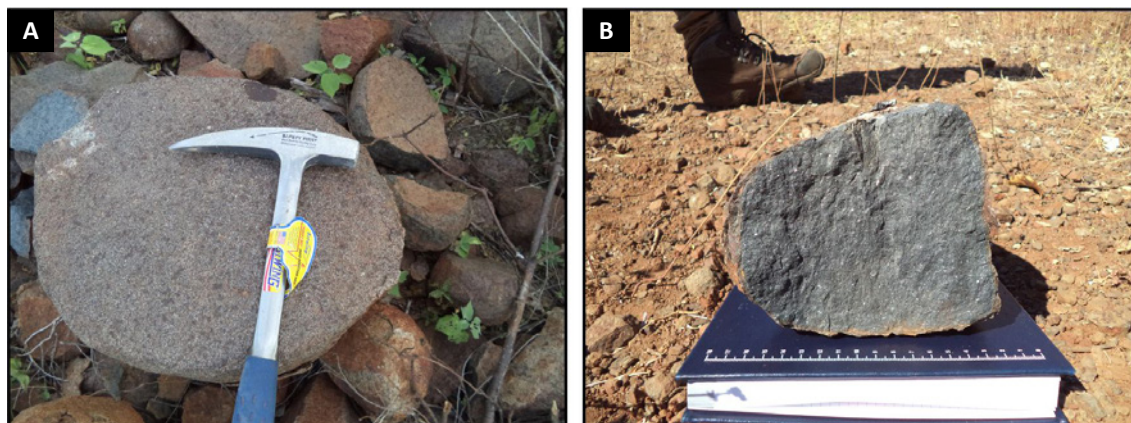


Figura 3.58 - A) e B) Blocos de diabásio rolados apresentando esfoliação esferoidal.

### 3.22. COBERTURA DETRITO-LATERÍTICA (NQdl)

Essa unidade ocorre na área do Projeto desenvolvida praticamente sobre todas as unidades geológicas, sendo destacável, entretanto, em áreas aplainadas ou arrasadas, bem como em áreas de platô em topos de serras, notadamente nas formas de relevos tabulares.

Correspondem a solos argilo-arenosos e argilo-siltosos, com diferentes graus de laterização, podendo exibir localmente cangas ferruginosas escuras a marrom avermelhadas ricas principalmente em limonita e texturalmente concrecionárias. Essas estruturas encontram melhor ambiente para sua formação em terrenos influenciados por unidades ricas em minerais de ferro, como as formações ferríferas ou ferro-manganesíferas bandadas e rochas de natureza máfico-ultramáfica.

A evolução das coberturas detrito-lateríticas é atribuída ao intenso ciclo erosivo ocorrido ao longo do terciário, responsável pelo desenvolvimento da chamada Superfície de Pediplanação Sul-Americana nas regiões de baixa latitude ou intertropicais.

Na área do Projeto terrenos correlacionados a esses depósitos estão delimitados principalmente sobre contextos relativos aos complexos Santa Filomena e Monte Orebe, nos limites da Folha Santa Filomena, e, mais restritamente, sobre rochas do Complexo Brejo Seco e de suas intrusivas máfico-ultramáficas no âmbito da Folha Riacho Queimadas. Na Folha Paulistana, especificamente, em depósitos mapeados a NNW da cidade de Paulistana, em áreas de pesquisas para ouro das empresas Supernova SPE e Riacho Seco Mineração S/A, as coberturas lateríticas, que atingem espessuras métricas, estão desenvolvidas sobre micaxistos com intercalações de metamáficas do Complexo Santa Filomena.

Compreendem sedimentos mal classificados, de natureza conglomerática, com arcabouço basicamente quartzoso e cimento ferruginoso limonítico, rico em pisólitos de ferro. Os seixos, que ocorrem de forma dispersa, em geral

são formados por quartzo com formas angulosas a subangulosas e com diferentes tamanhos (Figura 3.59A e B).

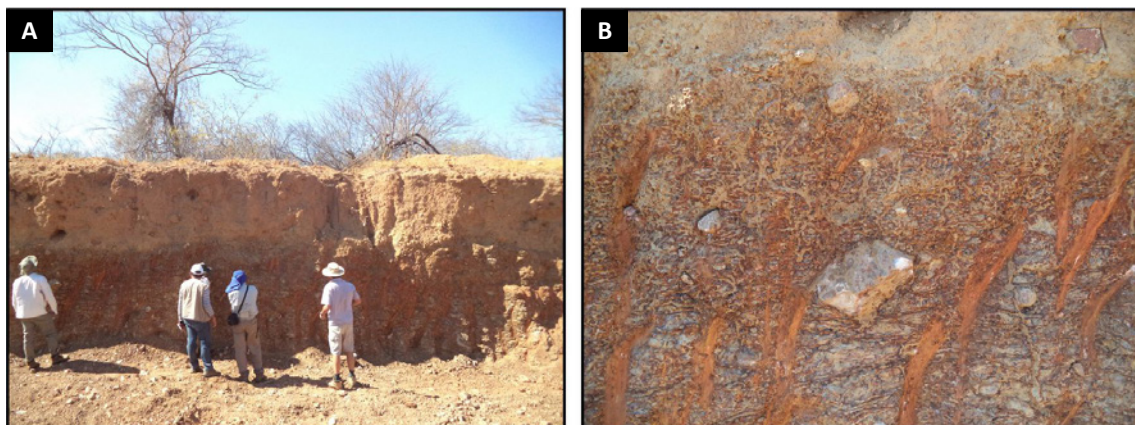
### 3.23. DEPÓSITO COLÚVIO-ELUVIAL (NQc)

Nas folhas Riacho Queimadas e Barragem esses sedimentos incluem depósitos de tálus, acumulados em quebras bruscas de relevo e/ou reentrâncias do relevo, como observados nas áreas da Bacia do Parnaíba, onde ocorrem blocos e matacões de arenitos e siltitos imersos em matriz areno-argilosa. Incluem também extensos bancos arenosos e sedimentos areno-argilosos com níveis de cascalhos quartzosos, os quais, em geral, associados a uma topografia plana e considerados como formados in situ (FREITAS, 2015; CARVALHO, 2011).

A granulometria pode ser muito variada, refletindo baixa maturidade do sedimento, em especial nos depósitos de tálus, ou mostrar, relativamente, maior homogeneidade quando originários do intemperismo de unidades sedimentares da Bacia do Parnaíba.

Os sedimentos mais heterogêneos e ricos em cascalhos estão associados comumente ao intemperismo de veios de quartzo que cortam xistos e filitos da Formação Barra Bonita e de rochas granitoides. A coloração dos sedimentos varia geralmente do bege ao amarelo e, em geral, mostram baixa coesão.

Na Folha Afrânio, no âmbito das serras do Ouricuri, Barreiro, Serrinha e do Brejo, as quais sustentadas por rochas quartzíticas, Sampaio e Vasconcelos (1991) descrevem essas coberturas como formadas por arenitos grossos a conglomeráticos, mal classificados, incoerentes ou semiconsolidados com níveis conglomeráticos quartzosos, normalmente laterizados no topo. Nas porções mais distais a esse relevo predominam sedimentos argilo-silto-arenosos com níveis de cascalhos, similares aos descritos nas folhas Riacho Queimadas e Barragem. Os autores creditam, pelo menos para parte desses depósitos, como originários de fluxos torrenciais em lençóis durante grandes precipitações pluviométricas.



**Figura 3.59** - A) Visão geral do afloramento da laterita;  
B) Detalhe da laterita com seixos de quartzo suportados por matriz formada por grãos de quartzo com cimento ferruginoso.

Os sedimentos residuais, de modo geral, caracterizam os extensos depósitos na área do Projeto, recobrando diferentes unidades geológicas. Nas áreas do embasamento são registradas ocorrências depósitos de tálus com blocos de cangas lateríticas nas bases de elevações sustentadas por formações ferríferas.

Os depósitos colúvio-eluvionares são mais expressivos nas porções ocidentais da área de trabalho, no âmbito das folhas Riacho Queimadas, Barra do Bonito,

Afrânio e Barragem, em especial na primeira, onde se estendem por dezenas de quilômetros, recobrando unidades dos grupos Serra Grande (Formação Ipu) e Canindé (Cabeças e Pimenteiras) da Bacia do Parnaíba, e sequências pré-cambrianas de natureza diversa, como as suítes intrusivas Afeição, Serra da Aldeia e Itaporanga, a Formação Barra Bonita do Grupo Casa Nova e rochas do Complexo Monte Orebe e do Grupo Ipueirinha, entre outras.

## 4. LITOGEOQUÍMICA

As unidades selecionadas para tratamento litogeoquímico incluem o Complexo Granjeiro, unidades do Grupo Ipueirinha, relativas às formações Caridade do Piauí, Barroco e o Serpentinó Carnaubal, assim como rochas dos contextos metamáfico-ultramáficos discriminados nos complexos Santa Filomena, Paulistana, Brejo Seco e Monte Orebe.

Para a finalidade foram selecionados afloramentos os mais representativos das unidades e com maior grau possível de preservação intempélica para a coleta das amostras das rochas, sendo especificados para dosagens os elementos maiores, expressos na forma de óxidos, Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K e P e elementos menores, que incluem Cr, Ni, Co, Ba, Sr, Zr, Nb, Y, V, Nd, Cs, Rb, Th, U, Ta, Pb e Terras Raras.

### 4.1. COMPLEXO GRANJEIRO

O estudo geoquímico do Complexo Granjeiro foi direcionado especificamente à caracterização dos ortognaisses TTG, das formações ferríferas bandadas e das rochas metamáficas.

#### 4.1.1. Ortognaisses TTG

Na Tabela 4.1 são apresentadas as análises químicas completas (elementos maiores e menores) relativas a 10 (dez) amostras dos ortognaisses do Complexo Granjeiro, utilizadas para a caracterização geoquímica da suíte granitoide. Em relação aos elementos maiores constata-se grande variação no conteúdo de SiO<sub>2</sub> (56,99 a 71,16%), valores relativamente elevados e constantes para o Na<sub>2</sub>O (3,51 a 5,47%), CaO (1,5 a 6,7%) e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14,35 a 18,68%), e, de certa forma, baixos e constantes para o TiO<sub>2</sub> (0,11 a 0,78%) e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,06 a 0,47%). Os percentuais para o MgO, a exceção de duas amostras com valores superiores a 2,41%, são de certa forma moderados a baixos, entre 0,26 e 1,12%. Para o K<sub>2</sub>O, a exceção de um percentual visto como anômalo (0,59%), apresentado por uma das amostras, que coincide com o maior valor do CaO (6,7%), seus valores podem ser considerados moderados a altos (2,34 a 4,47%), que são, de certa forma, compatíveis com a natureza da associação granitoide.

**Tabela 4.1 -** Análise geoquímica dos ortognaisses do Complexo Granjeiro

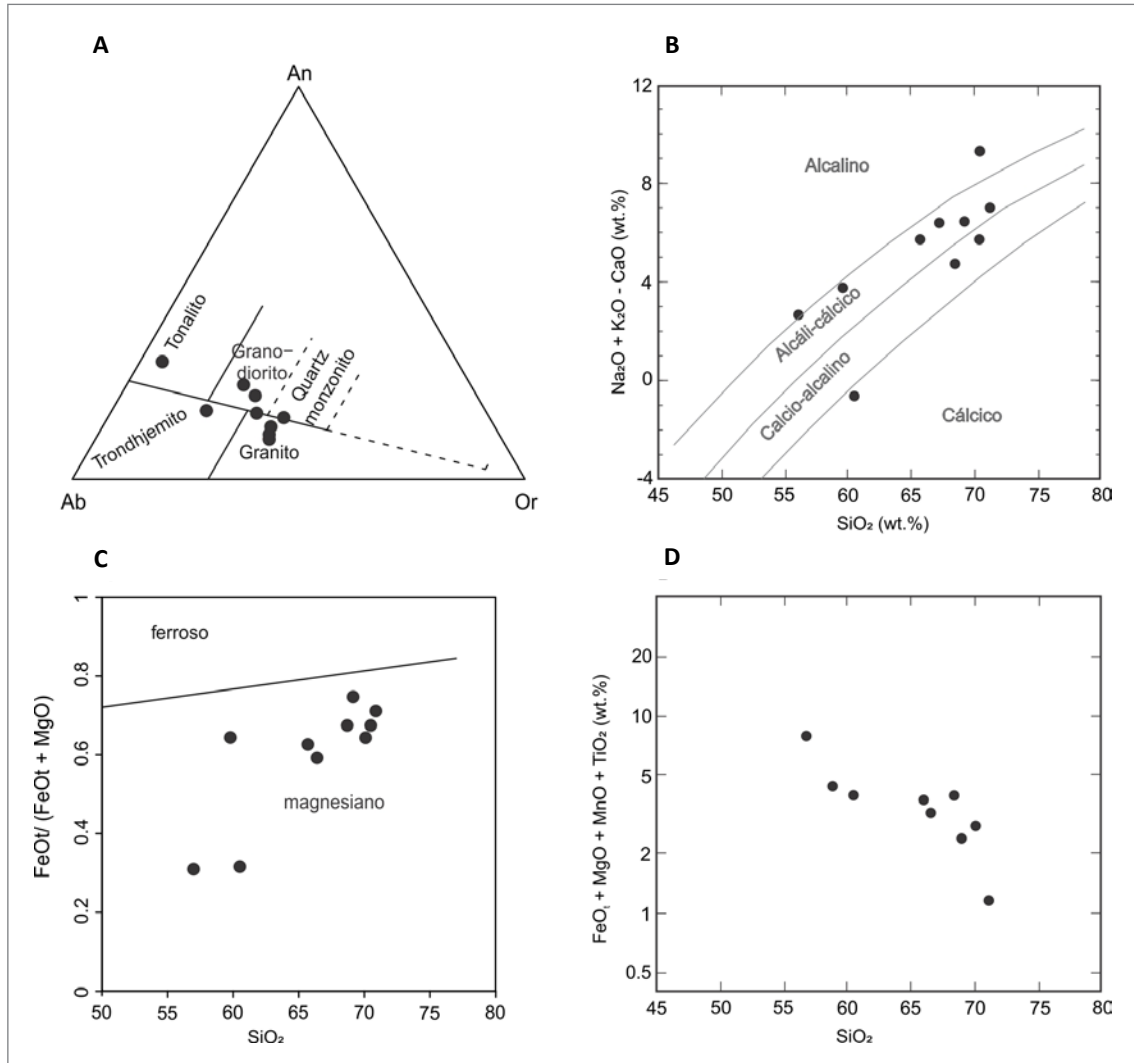
ASSOCIAÇÃO TTG - COMPLEXO GRANJEIRO										
AMOSTRA	CB-R-03	DS-R-11	CB-R-18A	CB-R-48	DS-R-12B	DS-R-13	DS-R-14A	DS-R-12A	DS-R-20	DS-R-25
Elementos maiores (%)										
SiO <sub>2</sub>	70,59	59,87	70,3	66,6	65,74	56,99	60,58	71,16	69,35	68,8
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,53	0,3	0,45	0,48	0,76	0,54	0,11	0,23	0,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,69	18,68	15,3	16,3	15,96	15,86	17,43	14,96	14,35	15,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	2,39	4,54	3,14	3,99	3,24	5,44	4,61	1,45	2,33	3,86
MgO	0,64	1,12	0,79	1,04	1,02	4,68	2,41	0,26	0,41	1,09
CaO	2,08	4,17	2,18	2,08	2,63	4,72	6,7	1,58	1,5	2,5
Na <sub>2</sub> O	4,75	4,69	3,51	4,15	4,32	4,03	5,47	4,14	3,93	4,82
K <sub>2</sub> O	2,54	3,61	4,3	4,47	3,93	3,51	0,59	4,4	4,2	2,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,16	0,09	0,132	0,15	0,47	0,14	0,03	0,09	0,132
LOI	0,15	0,2	0,57	0,48	0,17	0,42	0,32	0,13	0,38	0,35
Total	98,150	97,570	100,480	99,692	97,640	96,880	98,790	98,220	96,770	100,092
Elementos traços (ppm)										
Cr	4	4	4	8,2	13	56	23	<1	<1	8
Ni	8,1	2,2	5,9	11,6	8,2	99,2	49,7	1,8	1,1	8,2

**Tabela 4.1** - Análise geoquímica dos ortognaisses do Complexo Granjeiro (continuação)

ASSOCIAÇÃO TTG - COMPLEXO GRANJEIRO										
AMOSTRA	CB-R-03	DS-R-11	CB-R-18A	CB-R-48	DS-R-12B	DS-R-13	DS-R-14A	DS-R-12A	DS-R-20	DS-R-25
Co	4,9	8,3	7,2	116,95	9,1	27	13	1,9	3,2	9
Ba	297	862	1306	1	1667	2853	226	562	1548	455
Sr	134,5	505,2	297,4	4,3	556,5	952,9	545,7	229,1	308,9	289,4
Zr	131,1	34,3	141,3	42	95,1	142	17,5	65,9	176,6	41,1
Nb	18,2	10,4	7,7	2,98	16,3	18,3	11,9	8,3	19	7,7
Y	23	18,97	9,97	11,14	7,02	13,5	22,27	5,6	17,24	6,82
V	13	34	16	1,5	33	82	79	11	14	20
La	19,3	45,9	135,3	3,23	38,1	92	54,7	10,7	91,6	24,1
Ce	31,63	72,75	221,58	<0.02	70,67	133,66	86,43	19,34	142,17	45,46
Pr	6,29	10,47	21,87	15,11	9,3	13,16	9,18	3,06	16,56	8,06
Nd	21,2	39,1	68	49,9	31,8	50,5	33,9	10,8	52,7	29,1
Sm	4,1	6,4	8,2	6,8	4,5	8,3	6,1	1,7	7,8	4,2
Eu	0,82	1,62	1,26	1,29	1,15	2,14	1,81	0,44	1,2	0,9
Gd	3,91	5,15	4,58	4,24	2,99	5,51	5,42	1,32	5,74	2,75
Tb	0,68	0,69	0,53	0,51	0,34	0,66	0,77	0,18	0,75	0,31
Dy	4,23	3,67	2,35	2,51	1,58	2,8	4,42	0,93	3,62	1,43
Ho	0,86	0,71	0,37	0,44	0,26	0,48	0,85	0,18	0,68	0,26
Er	2,5	2,04	0,96	1,07	0,69	1,27	2,56	0,56	1,83	0,65
Tm	0,36	0,27	0,13	0,15	0,11	0,17	0,36	0,09	0,25	0,1
Yb	2,2	1,7	0,7	0,9	0,6	1	2,2	0,6	1,6	0,5
Lu	0,31	0,26	0,09	0,11	0,08	0,15	0,32	0,11	0,23	0,09
Cs	2,33	2,7	2,02	1,7	3,75	5,77	0,24	3,33	1,15	1,71
Rb	83,7	135,5	150,2	118,8	134,8	188,6	5,3	158,8	97,8	70,2
Th	7	6,3	58,5	40,7	9,3	10,3	7,7	14,2	38	11,4
U	2	1	3,36	2,38	1,79	2,04	0,93	3,22	2	0,61
Ta	0,57	0,44	0,58	0,79	0,46	0,87	0,45	1,21	0,68	0,23
Pb	15,6	24,6	32,3	406	30,5	25,6	12,2	41,7	17,8	10,2

A Figura 4.1 apresenta a análise dos gráficos de classificação sintética de granitoides. O diagrama de O'Connor (1965) evidencia que as rochas TTG apresentam grande variação composicional, de derivação tonalítica a granítica (Figura 4.1A), enquanto a análise química elementar do diagrama binário MALI index de Frost et al. (2001), que relaciona os conteúdos de SiO<sub>2</sub> e de Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – CaO (wt.%), indica para as amostras de TTG afinidade cálcica a alcali-cálcica (Figura 4.1B). Por sua vez, com base no diagrama binário SiO<sub>2</sub> vs. FeO/(FeO + MgO) todas as amostras são classificadas como do tipo magnesiano (Figura 4.1C). A Figura 4.1D mostra correlação negativa entre SiO<sub>2</sub> vs. FeO+MgO+MnO+ para as amostras estudadas.

Em relação aos dados de ETR, as rochas TTG apresentam grande variação nos valores de ΣETR, com valores entre 67.17 ppm a 344.43 ppm e média de 243,99 ppm. Os valores da razão Eu/Eu\* (0.62 a 0.97 e média de 0.8) indicam ausência de anomalia de Eu ou anomalias negativas muito pequenas a moderadas. A razão (La/Yb)<sub>N</sub> varia entre 9.78 e 139.12 (média de 47.22) e revela forte fracionamento de ETRL (elementos terras raras leves) em relação aos ETRP (elementos terras raras pesados). Quando normalizados em relação ao condrito (BOYNTON, 1984), as rochas TTG apresentam anomalia de Ce levemente positiva apenas para uma amostra e valores anômalos nulos a moderadamente negativos de



**Figura 4.1** - A) Diagrama de classificação (feldspato) de O'Connor (1965); B) Diagrama MAFI index  $\text{SiO}_2 \times (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})\text{wt.}\%$  de Frost et al. (2001); C) Diagrama binário  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO}) \times \text{SiO}_2$  (FROST et al., 2001); D) Diagrama  $\text{FeO}+\text{MgO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2$  (soma de máficos)  $\times \text{SiO}_2$ .

Ce (Figura 4.2A). No padrão de distribuição de elementos traços quando normalizados ao manto primitivo, as rochas TTG apresentam empobrecimento acentuado de P e Ti e anomalias negativas menos expressivas de Nb e Ta. De forma contrária, os granitoides apresentam enriquecimento em alguns elementos com forte afinidade crustal, tais como Th, Pb, U, Cs e Rb (Figura 4.2B).

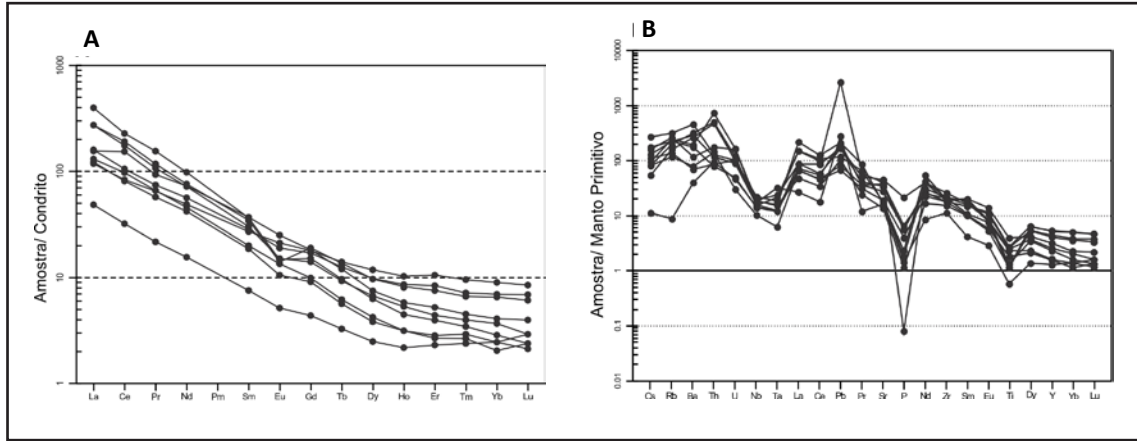
A Correlação entre alguns elementos traços pode ser visualizada nas figuras 4.3A e B. Os diagramas Y vs. Sr/Y e Yb vs. La/Yb apresentam valores inversamente proporcionais para as concentrações presentes nas amostras. A análise de configuração tectônica para estas amostras no diagrama de Pearce; Harris, Tindle (1984) revelam que a assinatura química das rochas TTG são análogas à de ambiente de arco (Figura 4.3C). O diagrama Sr x Y correlaciona os valores de razão destes elementos com a profundidade de origem do magma. As amostras plotam principalmente na região de baixa pressão, transicionando para ambientes de geração de magma de média pressão (Figura 4.3D).

#### 4.1.2. Formações Ferríferas Bandadas

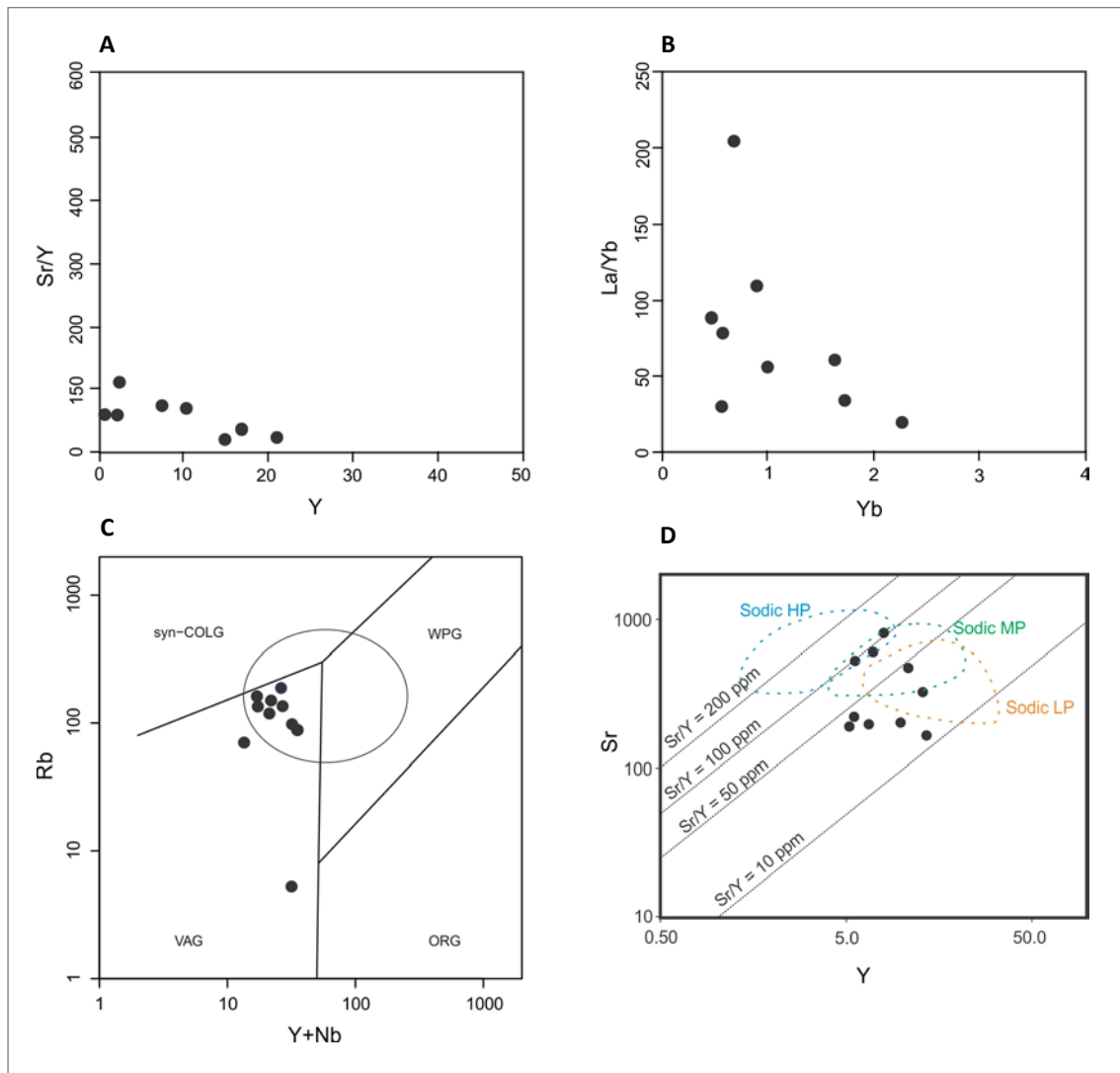
Foram utilizadas 16 amostras de formações ferríferas bandadas para análise geoquímica, com seus resultados analíticos para os elementos maiores e menores mostrados na Tabela 4.2. Como ratificado nesta tabela, são rochas francamente sílico-ferruginosas, com percentuais expressivos apresentados pelo  $\text{SiO}_2$ , entre 37% e 50%, e pelo óxido de ferro ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), entre 41% e 67%, com os demais elementos maiores apresentam baixo percentual na composição das BIFs.

A análise dos elementos traços nas formações ferríferas tiveram por base os diagramas normalizados ao manto primitivo (MCDONOUGH e SUN, 1995) (Figura 4.4A) e ao PAAS (TAYLOR e MCLENNAN, 1985) (Figuras 4.4B e 4.4C). De acordo com o gráfico da figura 4.4A, as BIF's apresentam enriquecimento em elementos LILE (Large Lithophile Elements), tais como Cs, Ba, U, Pb, La e Y (com exceção do Sr), enquanto fortes anomalias





**Figura 4.2** - Geoquímica de elementos TR e traços para as rochas arqueanas. A) Padrão multi-elementar para elementos terras raras normalizados segundo condrito (BOYNTON, 1984) e; B) Padrão multi-elementar para elementos traços normalizados segundo o manto primitivo (MCDONOUGH E SUN, 1995).



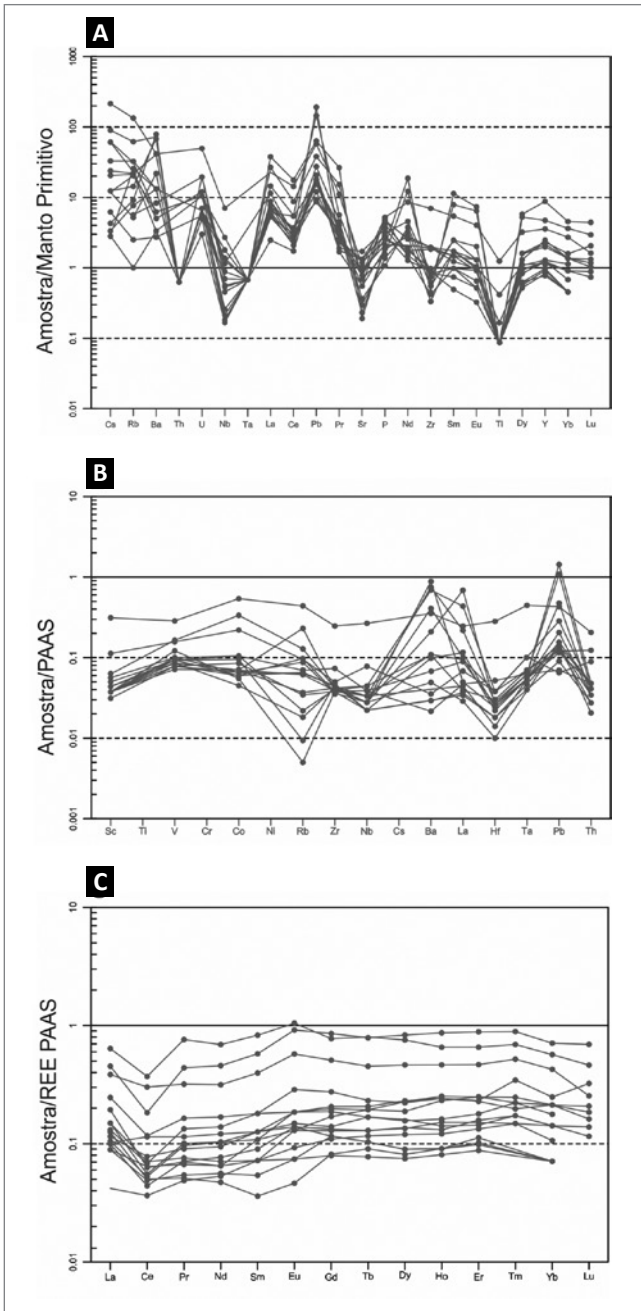
**Figura 4.3** - A) Diagrama  $Y \times Sr / Y$ ; B) Diagrama binário  $Yb \times La / Yb$ ; C) Diagrama de discriminação tectônica  $Y + Nb \times Rb$  de Pearce; Harris, Tindle (1984) e; D) Diagrama  $Sr$  vs.  $Y$  de Moyen (2011) para condições de geração de magmas a HP (High Pressure), MP (Medium Pressure) e LP (Low Pressure) para as rochas TTG. VAG: Arco vulcânico; WPG: Intraplaca; ORG: Cadeia oceânica; syn-COLG: Sin-colisional.

**Tabela 4.2 -** Análise geoquímica das formações ferríferas bandadas do Complexo Granjeiro.

FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS - COMPLEXO GRANJEIRO																
AMOSTRA	JR-R-334	JR-R-312	JR-R-305	JR-R-311B	JR-R-316B	JR-R-314	JR-R-287	JR-R-313	JR-R-318	JR-R-340B	JR-R-340D	JR-R-340F	JR-R-341B	JR-R-341D	JR-R-341F	JR-R-342E
Elementos maiores (%)																
SiO <sub>2</sub>	41.8	50.6	41.1	34.9	42.4	42.1	44.1	29.2	45.1	40	37.9	40	48.5	40.2	43.7	45.4
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.28	0.04	0.05	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.46	0.61	0.48	0.65	0.56	0.39	0.59	0.69	0.51	0.4	0.23	0.54	4.38	0.42	0.72	1.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	56.6	49.6	56.2	63.1	55.9	55.1	53.2	67.1	53.6	56.5	60.1	57.6	41	58.3	51.2	50.1
MgO	0.88	0.31	0.96	0.67	0.27	0.91	1.13	1.69	0.54	1.66	1.53	1.64	2.39	1.66	1.61	1.96
CaO	0.36	0.12	0.9	0.49	0.17	0.57	0.66	0.39	0.05	2.23	1.4	1.21	1.76	0.87	1.5	1.46
Na <sub>2</sub> O	0.26	<0.1	0.1	0.13	<0.1	0.11	0.11	0.71	<0.1	0.14	0.12	0.21	0.26	0.22	0.13	0.11
K <sub>2</sub> O	0.32	0.31	0.02	0.3	0.12	0.22	0.39	0.47	0.23	0.03	0.12	0.2	1.46	0.28	0.21	0.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.049	0.132	0.062	0.072	0.051	0.051	0.033	0.049	0.088	0.098	0.069	0.076	0.125	0.059	0.111	0.118
LOI	0.29	-0.63	0.63	0.36	0.51	0.35	0.39	0.41	0.61	-0.95	-1.29	-1.4	-0.3	-1.46	-1.42	-1.18
Total	101.039	101.072	100.472	100.692	100.001	99.811	100.633	100.729	100.748	100.138	100.199	100.106	99.855	100.589	97.811	99.388
Elementos traços (ppm)																
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	23	<1	<1	<1
Ni	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	11.4	<0.5	<0.5	<0.5
Co	1.7	6.7	1.1	1.4	2.1	1.4	1.3	1.2	1.4	1.9	0.9	1.2	10.8	1.3	2.1	4.4
Ba	71	70	<5	573	136	447	265	64	485	<5	32	<5	230	19	14	23
Sr	4.1	9.4	10.4	17.2	6.1	21	9.6	6.1	19.1	30.1	20.3	16.4	9.3	7	21.2	10.9
Zr	8	8.8	8	8.8	8.5	8.2	7.6	7.9	8.5	9.9	8.9	9.2	51.9	9.4	15.4	10.5
Nb	0.6	0.8	0.7	0.5	0.5	0.8	0.5	0.4	0.6	0.4	0.5	0.6	4.8	0.4	0.7	1.4
Y	3.32	8.53	10	5.29	20.28	37.72	4.91	10.59	9.32	3.56	3.97	5.23	15.32	4.19	5.07	5.54
V	11	23	17	10	13	12	11	11	12	13	12	13	40	14	14	22

**Tabela 4.2** - Análise geoquímica das formações ferríferas bandadas do Complexo Granjeiro.

FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS - COMPLEXO GRANJEIRO																
AMOSTRA	JR-R-334	JR-R-312	JR-R-305	JR-R-311B	JR-R-316B	JR-R-314	JR-R-287	JR-R-313	JR-R-318	JR-R-340B	JR-R-340D	JR-R-340F	JR-R-341B	JR-R-341D	JR-R-341F	JR-R-342E
La	3.6	1.5	3.4	1.9	26.2	16.6	3.8	4.4	8.3	1.3	1.1	1.7	9.4	1.4	1.8	2.6
Ce	9.1	2.79	3.54	2.77	30.63	13.81	4.33	3.61	8.01	2.33	1.85	3.06	18.09	2.37	3.5	5.17
Pr	1.01	0.43	0.85	0.63	6.72	3.87	1.18	0.89	1.45	0.48	0.45	0.67	2.82	0.62	0.59	0.8
Nd	4.1	1.8	3.5	2.6	23.4	15.5	4.7	3.5	5.7	1.9	1.6	2.4	10.7	2.2	2.2	3.2
Sm	0.7	0.4	0.7	0.5	4.6	3.2	1	0.6	1	0.3	0.2	0.4	2.2	0.4	0.6	0.7
Eu	0.15	0.14	0.2	0.15	1.13	0.99	0.2	0.2	0.31	0.08	0.05	0.1	0.62	0.08	0.14	0.16
Gd	0.54	0.79	0.96	0.62	3.61	3.99	0.87	0.92	1.28	0.37	0.38	0.51	2.37	0.54	0.6	0.65
Tb	0.08	0.15	0.16	0.1	0.62	0.61	0.13	0.15	0.18	0.06	0.07	0.09	0.35	0.08	0.1	0.13
Dy	0.42	1.06	1.08	0.64	3.53	3.89	0.75	0.88	1.04	0.35	0.38	0.56	2.17	0.42	0.63	0.73
Ho	0.09	0.25	0.24	0.13	0.65	0.86	0.14	0.23	0.24	0.08	0.09	0.12	0.46	0.09	0.15	0.16
Er	0.28	0.71	0.66	0.45	1.87	2.52	0.41	0.71	0.65	0.25	0.29	0.38	1.33	0.32	0.43	0.51
Tm	<0.05	0.1	0.14	0.07	0.28	0.36	0.07	0.09	0.08	<0.05	<0.05	0.06	0.21	<0.05	0.06	0.09
Yb	0.2	0.6	0.7	0.4	1.6	2	0.4	0.6	0.6	0.2	0.2	0.3	1.2	0.2	0.4	0.5
Lu	<0.05	0.07	0.14	0.06	0.2	0.3	0.05	0.09	0.08	<0.05	<0.05	<0.05	0.11	<0.05	<0.05	<0.05
Cs	0.07	0.69	0.06	0.09	0.25	0.26	0.5	0.06	1.89	0.13	<0.05	0.43	4.5	0.25	1.28	1.3
Rb	4.6	19.7	0.6	5.5	3.1	8.6	13.1	15.4	37.1	1.5	3.4	12.8	80.2	12.2	13.8	18.7
Th	1.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.8	0.7	0.7	3.5	1	0.9	2.4
U	0.13	0.13	0.4	0.14	0.14	0.1	0.14	0.14	0.06	0.11	0.39	0.21	0.99	0.21	0.24	0.21
Ta	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.47	0.07	<0.05	<0.05
Pb	2.4	2.8	1.4	3.1	9.5	5.7	4.1	2.3	21.7	2.6	3	2.7	8.6	1.8	28.7	1.3



**Figura 4.4** - A) Gráfico spider de elementos traços para as formações ferríferas normalizados em relação ao manto primitivo (MCDONOUGH e SUN, 1995); B) Gráfico spider de elementos traços para as formações ferríferas normalizados em relação ao PAAS (TAYLOR e MCLENNAN, 1985) e; C) Gráfico de elementos terras raras para as formações ferríferas normalizados ao PAAS (TAYLOR e MCLENNAN, 1985).

negativas são observadas para os elementos de alto potencial iônico (HFSE – High Field Strength Elements), como o Pb, Th, Nb, Ta, Zr e Ti. A Figura 4.4B, por sua vez, reflete o forte empobrecimento de elementos traços em pelo menos uma ordem de grandeza em relação aos dados padrões de PAAS (Post Archean Australian Shale). Elementos como Rb, Ba e La apresentam maior variação de concentração entre as amostras, contudo

sempre inferiores a concentração unitária. Apenas duas amostras possuem concentração acima do valor unitário, as quais apresentadas pelo Pb. O diagrama de elementos terras raras normalizado ao PAAS (Figura 4.4A) indicam valores baixos dos ETRL como dos ETRP nas amostras das formações ferríferas bandadas, que representam características comuns das formações ferríferas arqueanas. Os valores de  $\Sigma$ ETR variam entre 10.4 ppm e 100.51 ppm, com média de 28.08 ppm. A razão (La/Yb)<sub>N</sub>, por seu turno, varia entre 0.63 e 2.71 (média de 1.14) e revela fraco enriquecimento em ETRL sobre os ETRP em algumas amostras e padrão predominantemente horizontalizado (flat). Os valores de Eu/Eu\* indicam fracas anomalias positivas de Eu, entre 1.0 e 1.14 e média de 1.07. Neste gráfico, o elemento Ce se destaca por apresentar anomalias negativas mais expressivas, que são interpretadas como diretamente relacionados a um ambiente deposicional mais oxidante.

#### 4.1.3. Rochas metamáficas e metaultramáficas

As rochas metavulcânicas do Complexo Granjeiro são subdivididas em rochas metamáficas e metaultramáficas. As metamáficas apresentam valores de SiO<sub>2</sub> entre 46.1% e 55,1%, enquanto as metaultramáficas (JR-R-332, JR-R-315, JR-R-327, JR-R-309 e CB-R-07A) apresentam conteúdos de SiO<sub>2</sub> entre 44.7% e 51,4%. Em relação ao conteúdo de MgO, as rochas metaultramáficas apresentam valores mais elevados (18.1 a 20,5%) em comparação às metamáficas (5.99 a 11.5%), assim como contém menor conteúdo de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4.55 a 7.47%) em relação às rochas metamáficas (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 10.1 a 17.3%). Os conteúdos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (metaultramáficas: 9.31 a 15.3%; metamáficas: 7.52 a 16.2%) são próximos. As metaultramáficas também contém menores quantidades de TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Nos dois grupos de rocha o conteúdo de CaO e MnO são semelhantes. O resultado analítico dos elementos maiores e menores podem ser visualizados na Tabela 4.3.

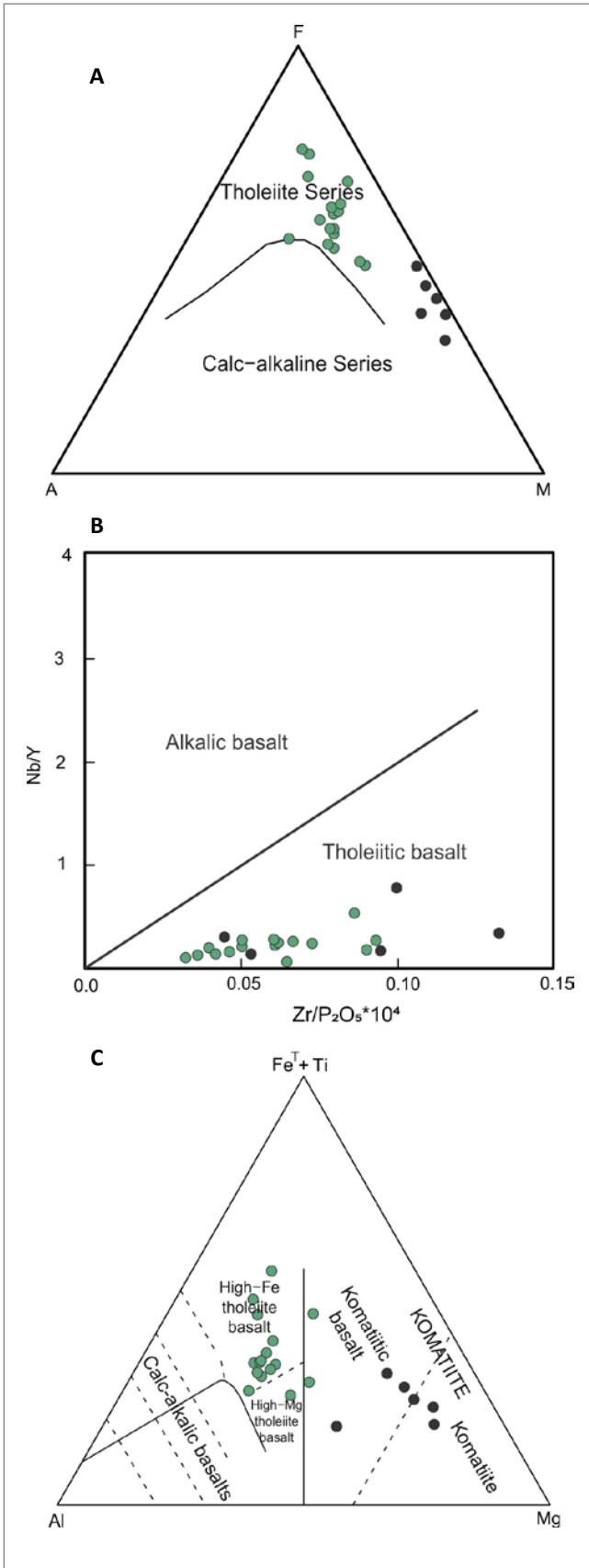
Os conteúdos dos elementos maiores foram usados para classificação das rochas metamáficas e metaultramáficas. Neste sentido, de acordo com o diagrama triangular AFM de Irvine e Baragar (1971) (Figura 4.5A) fica evidenciado o caráter francamente toleítico das rochas metamáficas e metaultramáficas do Complexo Granjeiro, as quais definem um nítido trend entre os polos magnésiano e ferroso. O diagrama de Winchester e Floyd (1975) (Figura 4.5B) corrobora a natureza basáltica toleítica dessas rochas, evidenciada no diagrama AFM. No diagrama triangular de Jensen (Figura 4.5C), por sua vez, o comportamento apresentado pelas metamáficas nos gráficos supracitados é ratificado, o qual discrimina uma transição entre composições de basalto ricos em Fe a magnésianos, até basaltos com afinidades komatiíticas, os mais ricos em Mg.

**Tabela 4.3 - Análise geoquímica das rochas metamáficas e metaltramáficas do Complexo Granjeiro.**

ROCHAS METAMÁFICAS E METALTRAMÁFICAS - COMPLEXO GRANJEIRO																							
AMOSTRA	DS-07	CB-05	CB-10	DS-R-06C	DS-R-23A	JR-R-311	JR-R-332	JR-R-323A	JR-R-315	JR-R-321	JR-R-327	JR-R-309	JR-R-303	JR-R-329A	CB-R-07A	JR-R-316A	JR-R-342I	JR-R-340A	JR-R-340G	JR-R-341E	JR-R-342F	JR-R-344	JR-R-346
Elementos maiores (%)																							
SiO <sub>2</sub>	51.38	50.4	54.6	52.4	49.7	51	50.9	50.1	48.9	50.3	44.7	44.4	55.1	49.3	51.4	50.4	42.1	47.3	51	45.7	46.1	52.5	49.7
TiO <sub>2</sub>	0.73	1.17	1.02	0.67	0.23	1.15	0.3	1.41	0.43	1.35	1.13	1.72	0.74	1.08	0.47	1.4	1.53	1.04	2.11	1.27	0.96	0.9	1.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.48	13.88	14.9	11	10.1	13.6	4.92	14.2	6.14	14.7	6.86	7.47	10.5	13.7	4.55	14.1	17.3	16.3	12.7	12.8	13.5	13.1	13.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	10.47	14.68	10.68	11.9	7.52	14.9	9.31	12.2	12.8	14.5	15.1	15.3	11.7	14.2	11.4	14.2	16.2	13.9	18	23.9	13.4	13.6	16.8
MgO	8.86	6.76	6.55	10.5	11.5	6.43	19.6	7.1	20.1	6.52	20.5	18.1	9.19	7.57	20.3	6.73	8.88	7.69	4.64	5.99	7.42	7.67	5.47
CaO	10.88	9.34	9.03	10.7	18	9.59	12.2	10.6	8.54	10.5	8.5	8.48	9.38	10.2	9.54	10	7.77	8.92	8.66	5.7	6.99	8.65	8.36
Na <sub>2</sub> O	2.09	2.62	2.91	1.69	0.85	2.38	0.91	3.11	0.24	1.94	0.46	0.32	2.04	2.92	0.23	2.23	2.71	3.03	2.45	0.72	1.64	2.81	2.56
K <sub>2</sub> O	0.42	0.27	0.34	0.33	0.28	0.4	0.25	0.78	0.02	0.21	0.08	0.04	0.83	0.63	0.02	0.27	2.61	0.8	0.44	3.94	6.61	0.73	1.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.09	0.12	0.076	0.073	0.114	0.038	0.177	0.06	0.122	0.125	0.159	0.092	0.096	0.06	0.124	0.113	0.132	0.235	0.121	0.081	0.09	0.157
LOI	0.73	0.4	0.46	0.99	1.12	0.55	1.58	0.55	3.19	0.71	3.62	3.82	0.82	0.49	3.05	0.87	1.11	0.84	0.75	0.77	3.24	0.67	1.23
Total	98.110	99.610	100.610	100.256	99.373	100.114	100.008	100.227	100.420	100.852	101.075	99.809	100.392	100.186	101.020	100.324	100.323	99.952	100.985	100.911	99.941	100.720	100.397
Elementos traços (ppm)																							
Cr	153	28	71	65.5	343	29	721	97	625	62	612	455	249	20	609	95	55	40	10	87	87	36	9
Ni	205.7	55	86.4	2.6	237.7	50	392	161	567	89	939	665	218	77	526	109	129	196	52	90	101	82	60
Co	65.1	64.1	54	9.47	65	44.4	66.9	46.7	80.5	47.2	94.5	48.9	56.8	55.1	77.3	50.5	80	69.3	54.7	63.3	52.2	52.6	61
Ba	121	175	51	2	35	86	63	122	10	30	15	14	47	84	12	47	740	119	36	504	1012	104	215
Sr	148.8	137.3	249.3	0.9	80.8	129.9	88.7	213.5	6	144.2	39.3	18.2	92	140.6	11.5	194.1	273.6	173.7	138.7	19.1	286.6	112.3	166.7
Zr	19.8	19	49.5	67	10.4	58.4	24.9	38.6	60.1	68.4	73	166.1	49.9	92.6	79.1	74.1	92.3	101.3	171.1	119.7	58	56.8	112.9
Nb	8.1	5.8	10.3	1.43	2	2.77	1.59	2.96	4.19	3.11	4.9	14.5	2.78	3.62	4.71	3.76	5.2	5.7	9.5	7.06	3.71	3.61	6.46
Y	20.3	28.3	26.3	0.4	14.7	21.13	11.31	21.84	23.55	21.98	16.52	19.22	14.07	19.37	14.17	22.33	21.79	22.26	38.85	27.41	13.5	18.01	29.04
V	232	289	220	0.1	112	213	119	268	109	279	201	169	196	258	100	281	204	99	172	200	126	156	196
La	8.3	8.4	20.6	0.28	8.3	4.1	6.4	7.3	17.4	6.3	9.5	15.1	6.3	9.7	7.1	19.2	9.7	10.6	16.7	24.8	5.2	5.6	9

**Tabela 4.3** - Análise geoquímica das rochas metamáficas e metaultramáficas do Complexo Granjeiro (continuação)

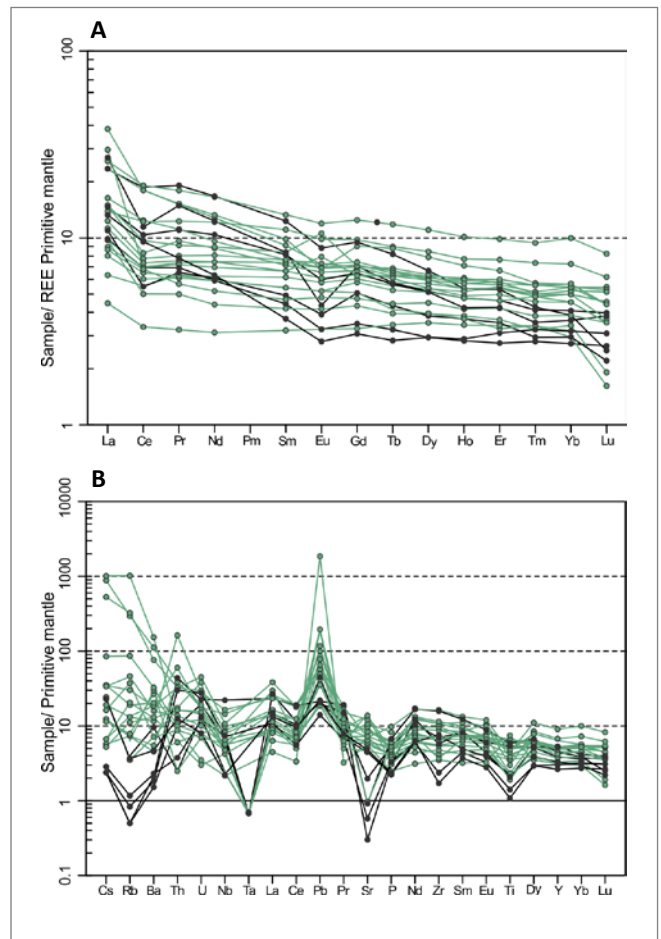
ROCHAS METAMÁFICAS E METAULTRAMÁFICAS - COMPLEXO GRANJEIRO																							
AMOSTRA	DS-07	CB-05	CB-10	DS-R-06C	DS-R-23A	JR-R-311	JR-R-332	JR-R-323A	JR-R-315	JR-R-321	JR-R-327	JR-R-309	JR-R-303	JR-R-329A	CB-R-07A	JR-R-316A	JR-R-342I	JR-R-340A	JR-R-340G	JR-R-341E	JR-R-342F	JR-R-344	JR-R-346
Ce	14.08	15.38	38.64	0.08	15.73	9.3	11.6	12.3	19.2	11.6	17.4	31.2	8.4	13.9	9.2	11.7	16.2	20.8	31.9	30.1	10.1	10.9	20.5
Pr	1.44	2.04	3.84	0.82	1.98	1.6	1.76	1.92	3.78	1.83	2.8	4.85	1.27	2.45	1.66	1.87	2.32	2.83	4.56	3.87	1.55	1.59	3.12
Nd	6.5	10.1	16	3.9	7.9	7.8	7.4	9.3	15.4	8.7	13	20.9	5.5	11	7.6	9.3	11.2	12	20.7	16.6	7.4	7.4	15.2
Sm	1.9	3.1	3.7	1.3	1.5	2.5	1.8	2.7	3.4	2.7	3.3	5	1.7	2.9	2	3	3.4	3.1	5.4	4	2.2	2.2	4.5
Eu	0.74	1.12	1.11	0.5	0.43	0.89	0.5	1.22	0.67	0.94	0.92	1.36	0.64	1.01	0.6	1.06	1.63	1.07	1.84	1.05	0.8	0.8	1.52
Gd	2.58	3.81	4.05	1.78	1.67	3.28	1.89	3.43	3.83	3.46	3.53	5.17	2.36	3.64	2.76	3.79	3.85	3.91	6.78	4.92	2.77	3.15	5.32
Tb	0.44	0.68	0.66	0.34	0.28	0.55	0.32	0.62	0.57	0.57	0.56	0.81	0.39	0.6	0.43	0.62	0.66	0.64	1.17	0.87	0.41	0.52	0.89
Dy	3.03	4.29	4	2.37	1.98	3.6	1.98	4	3.49	3.84	3.46	4.5	2.65	3.63	2.58	4.21	4.17	4.1	7.44	5.32	2.66	3.46	5.7
Ho	0.62	0.89	0.8	0.51	0.43	0.77	0.42	0.85	0.71	0.8	0.63	0.8	0.57	0.73	0.55	0.91	0.85	0.88	1.51	1.06	0.55	0.71	1.15
Er	1.84	2.63	2.34	1.49	1.36	2.4	1.2	2.46	2.03	2.36	1.86	2.32	1.6	2.18	1.54	2.51	2.56	2.63	4.32	2.93	1.43	2.02	3.35
Tm	0.26	0.38	0.33	0.23	0.22	0.33	0.19	0.35	0.28	0.34	0.24	0.29	0.22	0.31	0.2	0.38	0.34	0.38	0.64	0.39	0.23	0.33	0.5
Yb	1.7	2.4	2.2	1.4	1.4	2.2	1.2	2.4	1.8	2.3	1.6	1.7	1.5	2	1.3	2.5	2.2	2.4	4.4	2.5	1.3	2	3.2
Lu	0.24	0.36	0.31	0.21	0.21	0.31	0.18	0.37	0.27	0.35	0.26	0.17	0.13	0.24	0.15	0.3	0.25	0.3	0.56	0.3	0.11	0.24	0.42
Cs	0.74	<0,05	0.4	0.24	0.48	0.11	<0,05	0.14	0.05	0.26	0.06	0.05	0.34	0.14	0.05	0.51	18.57	0.73	0.12	11.14	21.23	0.71	1.79
Rb	11.4	3.8	7.9	4.7	2.2	6.7	2.4	8.1	0.3	4.3	0.7	0.3	22.4	12.3	0.5	2.1	176.9	18.1	4.4	194.6	611.5	27.3	51.9
Th	4.8	0.2	13	0.7	1	<0.1	0.2	<0.1	0.8	<0.1	0.3	3.5	1.4	1.3	2.4	0.7	3.1	2.6	3.1	2.6	0.9	1.1	0.8
U	0.33	0.14	0.56	0.07	0.16	0.06	0.26	0.29	0.39	0.16	0.24	0.45	0.76	0.31	0.55	0.14	0.38	0.59	0.35	0.9	0.24	0.2	0.16
Ta	0.6	<0,05	1.47	0.17	0.08	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	1.01	0.69	0.33	0.42	0.21	0.18	0.29	0.8	0.45	0.09	0.11	0.27
Pb	2.8	5.3	8.6	279	3.3	9.8	6.7	11.8	3	3	3.1	3.2	6.3	17.3	2.1	5.3	29.3	14.4	9.5	7.4	28.8	28.2	15



**Figura 4.5** - A) Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) discriminando um trend de afinidade tholeiítica; B) Diagrama Nb/Y–Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ( WINCHESTER e FLOYD, 1975) e; C) Diagrama ternário Al x FeT + Ti x Mg (JENSEN, 1976). Amostras em preto – rochas metaltramáficas; em verde – rochas metamáficas.

Em relação aos dados de ETR, as rochas máficas apresentam valores de  $\Sigma$ REE entre 23.35 ppm a 107.92 ppm e média de 53.72 ppm. Nas rochas metaltramáficas, os valores de  $\Sigma$ REE variam de 36.84 ppm a 94.17 ppm, com média de 60.11 ppm. Os valores da razão Eu/Eu\* indicam fortes anomalias negativas de Eu, mais pronunciadas nas rochas metaltramáficas (0.57 e 0.83 e média de 0.76). Nas rochas máficas as anomalias de Eu são pouco significativas (Eu/Eu\* = 0.12 a 1.37 e média de 0.97). A razão (La/Yb)<sub>N</sub> para as rochas metaltramáficas varia entre 3.63 e 6.04 (média de 4,8) e revela maior enriquecimento em ETRL em comparação com os ETRP, diferentemente que o registrado nas rochas metamáficas (intervalo entre 1.27 e 6.75 e média de 2.96).

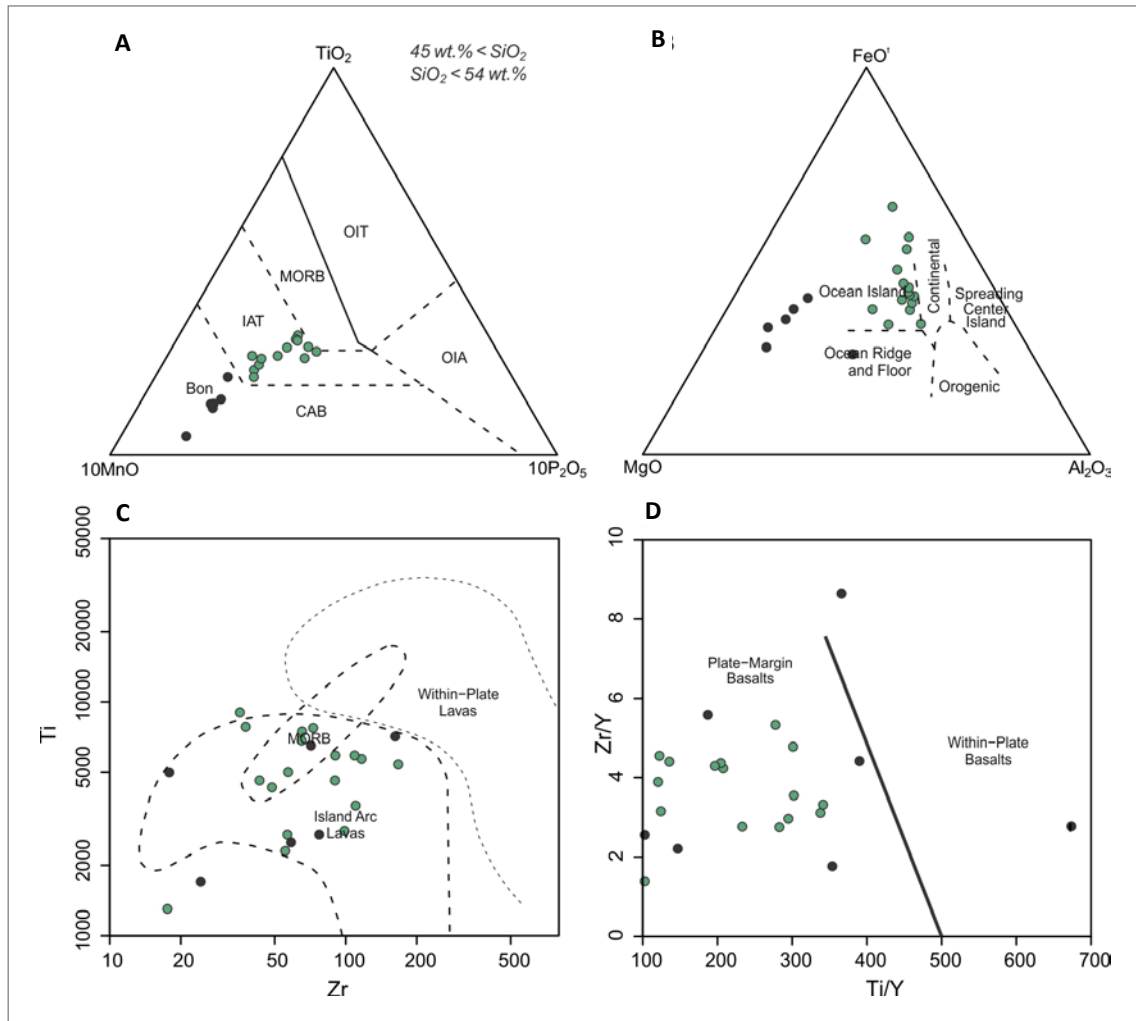
Quando normalizados em relação ao manto primitivo (MCDONOUGH e SUN, 1995), as rochas metaltramáficas também mostram anomalias negativas de Ce e Eu (Figura 4.6A). Esta mesma anomalia negativa de Ce encontra-se presente em algumas amostras de rochas metamáficas, corroborando o comportamento geral do ambiente



**Figura 4.6** - Gráfico spider de A) Elementos terras raras e; B) Elementos traços para as rochas máficas e ultramáficas da sequência metavulcanossedimentar do Complexo Granjeiro. Normalizados ao manto primitivo (MCDONOUGH e SUN, 1995). Amostras em preto – rochas metaltramáficas; amostras em verde – rochas metamáficas.

deposicional oxidante da sequência vulcanossedimentar, junto as formações ferríferas (Figura 4.6A). A anomalia de Eu é menos evidente nas metamáficas, com amostras apresentando valores positivos e negativos. Este comportamento permite inferir a formação de um trend evolutivo durante a geração destas rochas vulcânicas. Em geral, na análise dos elementos traços no gráfico da figura 4.6A (MCDONOUGH e SUN, 1995), os dois conjuntos de litótipos apresentam padrão semelhante com enriquecimento em relação ao manto primitivo. No entanto, distingue-se as rochas metaltramáficas por um forte empobrecimento em elementos LILE, enquanto que nas metamáficas o grupo LILE apresenta valores bastante positivos. O grupo HFSE, por sua vez, para ambos grupamentos possui enriquecimento significativo, principalmente em elementos como Pb, Th e U (Figura 4.6B).

A análise de discriminação tectônica para as metamáficas e metaltramáficas do Complexo Granjeiro indica uma gênese associada basicamente a um ambiente de arcos de ilhas, corroborado pelos gráficos de Pearce e Gale (1977), Mullen (1983) e Pearce (1983) (Figuras 4.7A, B e C). A Figura 4.7A demonstra claramente um trend evolutivo destas rochas, com a geração de magmas ultramáficos derivados de boninitos ou magmas cálcio-alcálicos, transicionando para rochas máficas geradas em arcos de ilha. A figura 4.7B discrimina um ambiente de gênese de ilhas oceânicas com trend indicando transição de magmas ultramáficos magnesianos para basaltos ricos em Fe e Al. Esta discriminação também está evidente na Figura 4.7C, o qual as amostras das rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas estão localizadas majoritariamente no campo de gênese dos arcos de ilhas. A Figura 4.7D discrimina a gênese majoritariamente associada a basaltos de margem de placa.



**Figura 4.7 -** A) Gráfico de Mullen (1983) com caracterização geotectônica das rochas máficas e ultramáficas do Complexo Granjeiro. IAT = tholeiito de arcos de ilha, CAB = basalto cálcio-alcálico, Bon = basalto boninitico e MORB = basalto meso-oceânico;  
 B) Diagrama geotectônico de Pearce e Gale (1977) discriminando um ambiente de gênese de ilhas oceânicas;  
 C) Diagrama binário Zr x Ti de Pearce (1982) e; D) Diagrama Ti/Y x Zr/Y de Pearce e Gale (1977).  
 Amostras em preto – rochas metaltramáficas; amostras em verde – rochas metamáficas.



## 4.2. GRUPO IPUEIRINHA

### 4.2.1. Formação Caridade do Piauí

A composição química de rochas sedimentares clásticas é governada por muitos fatores complexos, tais como composição da rocha fonte, intemperismo, processos de transporte, diagênese e metamorfismo. Com o intuito de promover uma caracterização inicial das rochas metassedimentares da Formação Caridade do Piauí, bem como de suas possíveis rochas fonte, análises litogeoquímicas de elementos maiores foram realizadas em sete amostras de metagrauvaca desta unidade, com seus resultados expostos na Tabela 4.4.

A razão  $SiO_2/Al_2O_3$  é comumente utilizada na avaliação do grau de maturidade de uma rocha sedimentar, sendo considerados sedimentos imaturos aqueles com valores entre 3 e 5, ao passo que razões

superiores a 5 corresponderiam a sedimentos maduros. Com exceção da amostra CB-R-53A ( $SiO_2/Al_2O_3 = 3,2$ ), as metagrauvas da Formação Caridade do Piauí exibem valores no intervalo 4,3 a 5,5 e média 4,9. Esses valores indicam metassedimentos relativamente imaturos, o que é coerente com os estudos petrográficos que identificam percentuais expressivos de plagioclásio na composição dessas rochas.

De maneira geral, quando comparados a valores de referência para a crosta continental superior, grauvas neoproterozoicas e NASC (Tabela 4.4), os teores médios de  $Na_2O$ ,  $CaO$  e  $K_2O$  nas amostras de metagrauvaca da Formação Caridade do Piauí são maiores para o primeiro óxido e menores para os dois últimos, sendo este aspecto interpretado como um reflexo da raridade do feldspato potássico nestas rochas, bem como de sua riqueza em plagioclásio sódico e da predominância de clorita em detrimento de sericita e biotita.

**Tabela 4.4** - Distribuição de elementos maiores para as metagrauvas da Formação Caridade do Piauí, comparada a valores de referência.

FORMAÇÃO CARIDADE DO PIAUÍ									PADRÕES DE REFERÊNCIA		
ROCHA	METAGRAUVACA								NORTH AMERICAN SHALE (NASC)A	GRAUVACAS NEOPROTE-ROZOICAS B	CROSTA CONTINENTAL SUPERIOR (UCC)C
AMOSTRA	CB-R-21	DS-R-43	DS-R-49	CB-R-53A	CB-R-54	CB-R-55	CB-R-58	COMPOSIÇÃO MÉDIA			
Elementos maiores (%)											
$SiO_2$	68,1	65,6	67,2	57,6	70,8	68,3	68,8	66,6	64,8	64,4	66,6
$TiO_2$	0,6	0,8	0,9	1,0	0,6	0,8	0,7	0,8	0,8	0,7	0,6
$Al_2O_3$	12,9	15,1	14,2	18,2	12,9	13,5	14,3	14,4	16,9	15,5	15,4
$Fe_2O_3T$	6,5	6,4	6,5	8,5	5,8	6,1	5,9	6,5	5,7	6,4	5,0
$MnO$	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	-	0,1
$MgO$	2,5	3,3	2,9	4,1	2,5	2,9	2,8	3,0	2,9	2,2	2,5
$CaO$	1,8	1,4	1,1	0,8	0,6	1,0	0,7	1,1	3,6	2,5	3,6
$Na_2O$	2,9	3,6	3,6	2,8	4,2	4,0	4,7	3,7	1,2	3,2	3,3
$K_2O$	1,6	1,6	1,7	3,3	0,8	1,2	0,9	1,6	4,0	2,4	2,8
$P_2O_5$	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2
LOI	3,0	2,9	2,5	3,5	1,7	2,1	2,0	2,5			
Total	100,2	101,0	100,9	100,2	100,2	100,1	101,0	100,5	99,9	97,5	100,1
$SiO_2/Al_2O_3$	5,3	4,3	4,7	3,2	5,5	5,1	4,8	4,7	0,0	0,0	0,0

<sup>A</sup>Gromet et al. (1984); <sup>B</sup>Condie; Noll e Connway (1992); <sup>C</sup>Rudnick e Gao (2003)

Em relação aos teores de sílica, as metagrauvacas analisadas comumente apresentam valores ligeiramente superiores às médias dos citados padrões de referência, enquanto os teores de  $Al_2O_3$  estão ligeiramente abaixo dos padrões e os conteúdos de  $Fe_2O_3$  estão bem próximos daquele determinado por Condie; Noll e Conway (1992) para grauvacas neoproterozoicas. Os teores de  $MgO$ , por sua vez, estão ligeiramente acima dos valores de referência, mais próximos ao valor médio do NASC.

Diagramas de classificação baseados na composição química de elementos maiores das metagrauvacas estudadas confirmam sua classificação petrográfica (Figura 4.8A), apontam como áreas fontes rochas ígneas intermediárias (Figura 4.8B), e sugerem que estas rochas podem estar associadas a um ambiente convergente, possivelmente a uma margem continental ativa (Figuras 4.8C e D).

Resultados semelhantes foram obtidos por Basto et al. (2019), que promoveram a caracterização litogeoquímica da Formação Caridade do Piauí considerando principalmente seus conteúdos de elementos traço. Segundo autores, que integraram essas informações com dados geocronológicos e isotópicos obtidos para a

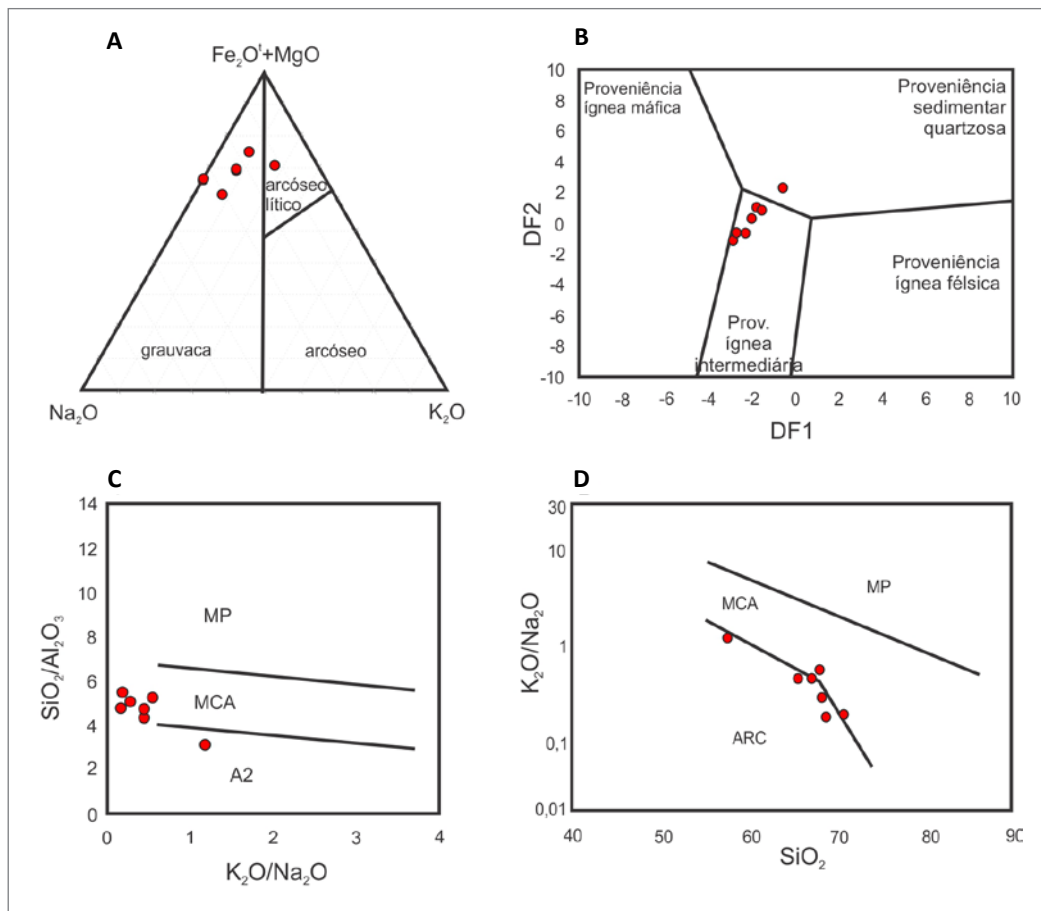
unidade, a bacia Ipueirinha teria se desenvolvido em um ambiente convergente, próximo a um arco magmático continental, e sua principal área-fonte seria constituída por rochas ácidas a intermediárias.

A assinatura geoquímica de ambiente convergente encontrada para as metagrauvacas, em conjunto com a idade máxima de deposição de 636 Ma (população mais jovem) encontrada por Basto et al. (2019) para a Formação Caridade do Piauí, corrobora a possível correlação entre o Grupo Ipueirinha e o Grupo Cachoeirinha (Faixa Piancó-Alto Brígida), sugerida por Melo e Vasconcelos (1991) e Ribeiro e Vasconcelos (1991), ao passo que refuta sua possível correlação com o Grupo Orós (MACEDO; SÁ e KAWASHITA, 1988).

#### 4.2.2. Formação Barroco

Três amostras de metariolito da Formação Barroco foram analisadas para elementos maiores, sendo os resultados dessas análises expostos na Tabela 4.5.

Os metariolitos da unidade mostram um conteúdo de sílica entre 72,2% e 74,2% (média 73,17%), similar àquele dos denominados “high silica rhyolitic systems” (METZ e



**Figura 4.8** - A) Classificação de arenitos segundo Blatt; Middleton e Murray (1980); B) diagrama de proveniência sedimentar segundo Roser e Korsch (1988). C) Diagrama de discriminação tectônica de Roser e Korsch (1986) modificado por Maynard; Vallori e Yu (1982); D) Diagrama de discriminação tectônica de Roser e Korsch (1986). MP = margem passiva, MCA = margem continental ativa, ARC = arco de ilhas oceânico, A2 = arco dissecado, detritos félsico-plutônicos.

**Tabela 4.5** - Distribuição de elementos maiores para os metariolitos da Formação Barrocão.

FORMAÇÃO BARROÇÃO					
ROCHA	METAGRAUVACA				CROSTA CONTINENTAL SUPERIOR (UCC)A
AMOSTRA	JR-R-134B	JR-R-135	JR-R-199	COMPOSIÇÃO MÉDIA	
Elementos maiores (%)					
SiO <sub>2</sub>	73,1	72,2	74,2	73,2	66,6
TiO <sub>2</sub>	0,1	0,1	0,1	0,1	0,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,3	15,1	14,7	14,7	15,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	1,7	1,6	1,2	1,5	5,0
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
MgO	0,1	-	-	0,1	2,5
CaO	0,6	0,3	0,2	0,4	3,6
Na <sub>2</sub> O	5,0	5,5	5,3	5,3	3,3
K <sub>2</sub> O	4,8	4,6	4,3	4,5	2,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0	0,0	-	0,0	0,2
LOI	0,3	0,2	0,2	0,2	
Total	99,9	99,5	100,2	99,9	100,1
AGromet et al. (1984)					

MAHOOD, 1991). Os metariolitos também apresentam alto conteúdo de metais alcalinos, com K<sub>2</sub>O entre 4,3% e 4,8% wt% e Na<sub>2</sub>O no intervalo de 5,0 a 5,5%. O teor de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> está entre 14,3 e 15,1%, enquanto TiO<sub>2</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> exibem valores médios iguais a 0,1% e 1,5% e os conteúdos de MnO estão abaixo do limite de detecção. Os metariolitos apresentam conteúdos de MgO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> praticamente desprezíveis, por vezes inferiores ao limite de detecção de 0,01 %.

Utilizando os resultados analíticos obtidos para a construção de diagramas de classificação química, foi possível confirmar a classificação petrográfica das rochas da Formação Barrocão como riolitos (Figura 4.9A), caracterizar estas rochas como cálcio-alcalinas de alto potássio (Figura 4.9B) e identificar seu caráter peraluminoso (Figura 4.9C).

Basto et al. (2019) utilizou dados de elementos traço para investigar o ambiente tectônico de formação dessas rochas. Os resultados indicaram marcante similaridade química com rochas de arco vulcânico, o que é compatível com o ambiente convergente inferido para a deposição dos metassedimentos da Formação Caridade do Piauí.

#### 4.2.3. Serpentinó Carnaubal

Seis amostras de serpentinó foram analisadas para elementos maiores, menores e traço (Tabela 4.6).

O baixíssimo conteúdo de elementos traço geralmente observado em rochas ultramáficas, frequentemente abaixo do limite de detecção, dificulta sua utilização em estudos petrogenéticos. Os poucos dados

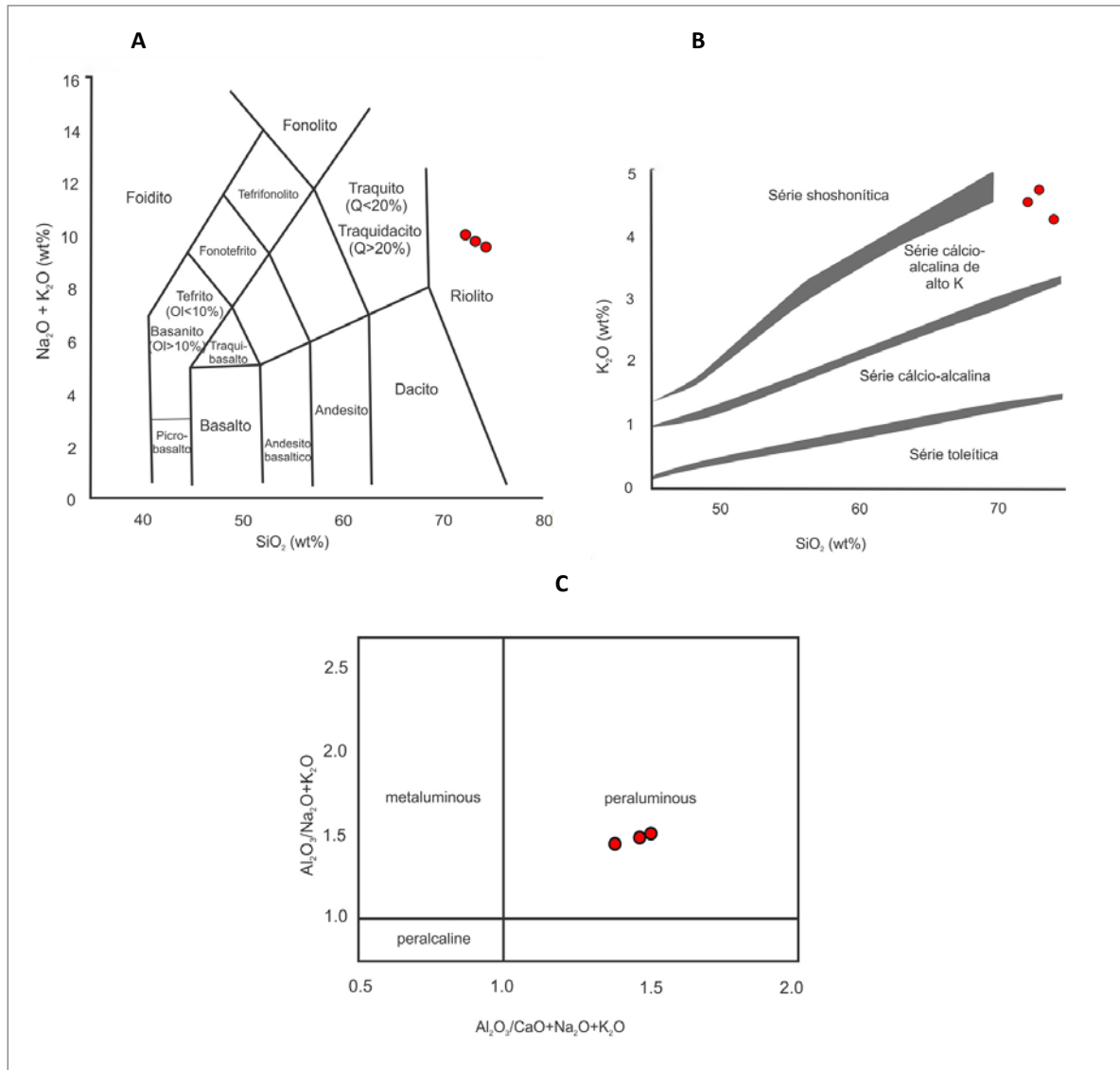
disponíveis para estes elementos estão dispostos nos diagramas da figura 4.10. No aranhograma (Figura 4.10A), as amostras do Serpentinó Carnaubal exibem anomalias positivas de La, Pb e Ba, além de anomalias negativas de Ce, Pr e, em alguns casos, de Nb e Th.

Quando normalizado para o CI-condrito (MCDONOUGH e SUN, 1995), o padrão de elementos terras raras (ETR) da unidade em questão apresenta leve enriquecimento em terras raras leves (Figura 4.10B), especialmente em La, associados a anomalias negativas de Ce. Poucos dados estão disponíveis para elementos terras raras pesados, o que torna difícil avaliar seu padrão.

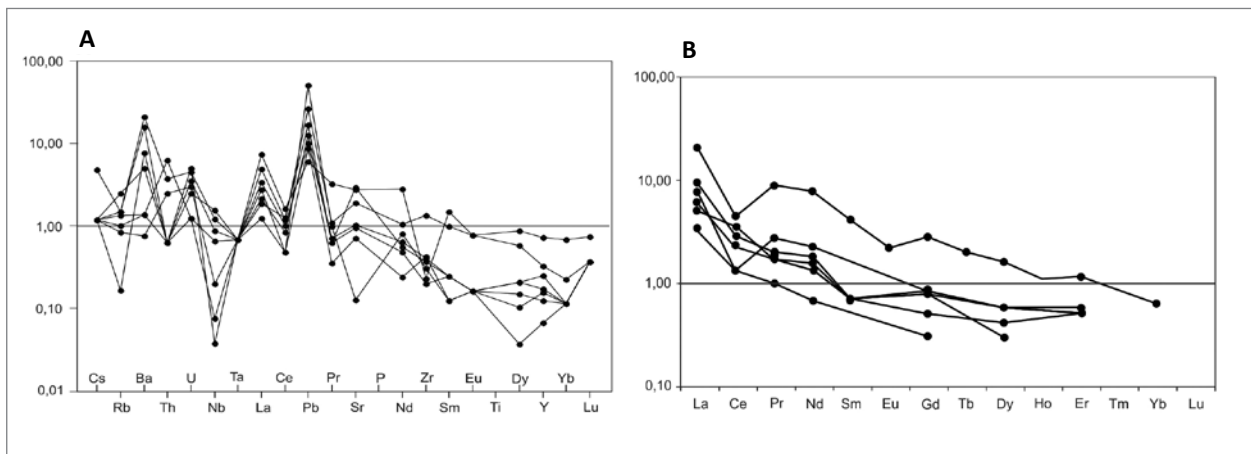
Decifrar a origem dos serpentinó é sempre um desafio. Alguns trabalhos anteriores buscaram estabelecer uma relação entre a composição química dos serpentinó e seu ambiente de serpentinização (DESCHAMPS et al., 2013; NIU, 2004, entre outros). Contudo, estudos petrogenéticos neste nível de detalhe fogem do escopo deste trabalho, cuja intenção é promover a caracterização inicial dessas rochas.

#### 4.3. ROCHAS (META)MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS DOS COMPLEXOS SANTA FILOMENA, PAULISTANA, BREJO SECO E MONTE OREBE

Foram submetidas à análise geoquímica amostras de rochas metamáfica-metalultramáficas pertencentes aos complexos Santa Filomena, Paulistana, Brejo Seco e Monte Orebe, cujos resultados analíticos podem ser observados nas tabelas 4.7 a 4.12.



**Figura 4.9** - A) Diagrama TAS de Le Maitre (1989); B) Diagrama K<sub>2</sub>O x SiO<sub>2</sub> para subdivisão de rochas subalcalinas (RICKWOOD, 1989); C) Índice de aluminosidade de Shand (1947).



**Figura 4.10** - A) Aranhograma multielementar para o Serpentinó Carnaubal, normalizado para o manto primitivo (MCDONOUGH e SUN, 1995), com elementos ordenados segundo Deschamps et al. (2013); B) padrão de elementos terras raras do Serpentinó Carnaubal, normalizado para CI-condrito (MCDONOUGH e SUN, 1995)

**Tabela 4.6** - Distribuição de elementos maiores e menores para a unidade Serpentinito Carnaubal.

SERPENTINITO CARNAUBAL							
ROCHA	SERPENTINITO						
AMOSTRA	CB-R-28A	CB-R-37	DS-R-39	CB-R-132	CB-R-29	CB-R-69	COMPOSIÇÃO MÉDIA
Elementos maiores (%)							
SiO <sub>2</sub>	39,8	44,5	41,1	42,0	46,3	40,0	42,3
TiO <sub>2</sub>	0,03	-	0,01	0,01	0,01	-	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,0	0,9	1,6	0,9	0,4	1,1	1,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	7,3	7,6	9,8	8,1	10,4	8,7	8,7
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,4	0,4	0,5	0,3	0,4	0,2	0,4
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1
MgO	38,5	35,5	36,3	37,7	31,1	39,1	36,4
CaO	0,7	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,2
LOI	12,6	10,9	11,3	11,4	10,2	11,8	11,4
Total	100,4	99,9	100,8	100,6	99,2	101,0	100,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0,026	0,020	0,039	0,022	0,009	0,028	0,024
MgO/SiO <sub>2</sub>	0,967	0,798	0,883	0,898	0,672	0,978	0,860
Elementos menores (ppm)							
Cr	286,00	329,00	621,00	252,00	426,00	377,00	381,83
Ni	2232,00	3837,00	2304,00	2212,00	4415,00	2457,00	2909,50
Co	112,60	93,60	142,30	87,30	96,10	110,00	106,98
Ba	9,00	9,00	33,00	104,00	139,00	5,00	49,83
Sr	58,20	2,50	18,80	37,60	54,70	14,20	31,00
Zr	3,90	3,20	2,10	14,00	2,40	4,50	5,02
Nb	0,43	0,05	0,58	1,03	0,80	0,13	0,50
Y	0,74	0,67	0,53	3,10	1,39	0,29	1,12
V	25,00	25,00	39,00	47,00	15,00	29,00	30,00
La	1,10	1,80	4,70	2,40	4,80	0,80	2,60
Ce	1,40	0,80	2,10	2,00	2,70	0,80	1,63
Pr	0,16	0,25	0,16	0,28	0,82	0,09	0,29
Nd	0,70	1,00	0,60	1,30	3,50	0,30	1,23
Sm	0,10	-	0,10	0,40	0,60	-	0,30
Eu	-	-	-	0,12	0,12	-	0,12
Gd	0,15	0,16	0,10	0,46	0,55	0,06	0,25
Tb	-	-	-	0,08	0,07	-	0,08
Dy	0,14	0,07	0,10	0,59	0,39	-	0,26
Ho	-	-	-	0,11	0,06	-	0,09
Er	0,08	-	0,08	0,35	0,18	-	0,17
Tm	-	-	-	0,06	-	-	0,06
Yb	-	-	-	0,30	0,10	-	0,20
Lu	-	-	-	0,05	-	-	0,05
Cs	-	-	-	0,10	-	-	0,10
Rb	0,60	0,80	1,50	0,90	0,90	0,50	0,87
Th	0,50	-	-	-	0,30	0,20	0,33
U	-	-	0,07	0,05	0,09	0,06	0,07
Pb	1,90	7,60	2,50	4,00	0,90	1,30	3,03

**Tabela 4.7 - Resultados analíticos para amostras de anfibolitos Complexo Santa Filomena.**

COMPLEXO SANTA FILOMENA										
ROCHA	GRANADA ANFIBOLITO							ANFIBOLITO		
AMOSTRA	RPE-R-35E	RPE-R-35F	RPE-R-35H	RPE-R-89	RPE-R-91A	RPE-R-91B	JR-R-47	RPE-R-31A	RPE-R-31B	RPE-R-31C
Elementos maiores (%)										
SiO <sub>2</sub>	42,000	43,260	41,550	47,99	48,43	52,19	44,5	48,360	46,320	48,870
TiO <sub>2</sub>	3,950	3,820	3,910	2,91	1,87	1,34	0,63	2,700	2,380	2,470
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,860	15,280	15,740	19,51	13,23	13,64	12,5	13,920	14,600	14,370
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	15,510	15,130	16,220	13,08	11,47	10,86	25,9	13,940	13,970	13,650
MgO	5,320	3,470	5,550	4,43	3,97	6,60	0,36	6,260	7,070	6,240
CaO	7,240	9,540	8,470	3,22	9,54	8,96	0,44	9,130	9,700	9,080
Na <sub>2</sub> O	3,330	4,520	3,240	5,66	1,76	1,47	0,11	1,890	2,430	2,020
K <sub>2</sub> O	1,320	0,390	1,510	0,28	1,51	0,24	0,08	1,170	0,700	0,880
MnO	0,83	0,79	0,59	0,11	0,21	0,16	5,18	0,23	0,22	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,910	0,770	0,780	0,36	0,11	0,13	0,434	0,300	0,200	0,280
LOI	3,400	2,800	2,200	2,1	7,6	4,1	9,35	1,800	2,100	1,600
Total	100,50	100,53	100,33	99,80	99,98	99,92	99,48	99,96	99,96	99,95
Elementos menores (ppm)										
Cr				95,780	123,152	205,252	68,410	102,620	109,460	116,300
Ni	30,000	29,000	33,000	2,1	7,600	4,100	54,5	53,000	63,000	62,000
Co	44,700	41,500	43,100	49,9	30,6	40,9	7,4	37,300	40,600	37,100
Ba	647,000	284,000	245,000	513	620	78	203	209,000	77,000	203,000
Sr	363,100	479,900	158,700	433,4	228,9	307,3	143,2	189,400	253,800	192,400
Zr	266,900	276,600	260,600	187,3	130,3	145,6	99,9	175,100	102,200	183,700
Nb	35,100	35,600	22,900	26,2	26,2	11,0	6,5	22,200	13,400	15,300
Y	28,700	31,100	27,900	31,8	27,6	22,8	21,8	46,400	31,900	49,600
V	251,000	226,000	244,000	486	195	266	230	407,000	396,000	405,000
La	25,800	25,800	25,700	24,4	15,3	17,8	35,5	11,100	7,900	10,100
Ce	66,500	66,900	66,700	50,3	31,7	37,1	62,33	28,100	17,100	25,400
Pr	9,080	9,280	8,490	6,50	4,10	4,83	6,89	3,720	2,710	4,010
Nd	66,500	66,900	66,700	26,4	18,5	20,1	24,3	28,100	17,100	25,400
Sm	9,080	9,280	8,490	6,00	4,03	4,62	4,5	3,720	2,710	4,010
Eu	2,900	2,830	2,680	2,22	1,33	1,29	0,99	1,880	1,730	1,950
Gd	8,330	8,600	8,070	6,18	4,83	4,76	4,28	7,720	5,940	8,220
Tb	1,140	1,210	1,140	1,01	0,80	0,75	2,5	1,370	1,060	1,370
Dy	6,270	6,260	6,090	5,94	4,92	4,12	4,5	8,630	7,370	8,780
Ho	1,140	1,140	1,110	1,23	1,00	0,86	2,66	1,750	1,320	1,790
Er	2,730	3,050	2,900	3,29	2,86	2,29	2,63	4,710	4,100	5,140
Tm	0,360	0,400	0,380	0,49	0,45	0,31	0,39	0,740	0,580	0,770
Yb	2,460	2,490	2,320	3,14	2,89	2,27	22,09	4,840	3,310	4,910
Lu	0,340	0,380	0,350	0,43	0,43	0,36	0,35	0,720	0,520	0,730

**Tabela 4.7** - Resultados analíticos para amostras de anfibolitos Complexo Santa Filomena (continuação)

COMPLEXO SANTA FILOMENA										
ROCHA	GRANADA ANFIBOLITO							ANFIBOLITO		
AMOSTRA	RPE-R-35E	RPE-R-35F	RPE-R-35H	RPE-R-89	RPE-R-91A	RPE-R-91B	JR-R-47	RPE-R-31A	RPE-R-31B	RPE-R-31C
Cs	19,000	1,000	11,400	1,6	3,6	0,1	0,21	0,700	0,700	0,300
Rb	70,200	7,000	67,100	8,9	41,9	2,3	1,5	29,800	15,700	21,000
Th	1,400	1,600	1,700	1,01	0,80	0,75	4,9	2,200	0,600	1,800
U	0,700	0,600	0,500	0,3	0,4	0,9	1,8	0,500	0,100	0,300
Ta	1,600	2,100	1,500	1,6	1,7	0,9	0,56	0,900	0,700	0,500
Pb	2,100	2,500	4,700	0,3	0,5	1,6	11,2			

**Tabela 4.8** - Resultados analíticos para amostras de rochas metaltramáficas do Complexo Paulistana.

COMPLEXO PAULISTANA							
ROCHA	CLINOPIROXÊNIO-ANFIBOLITO		ACTNOLITA-TREMOLITA-XISTO			METAPIROXENITO	
AMOSTRA	RPE-R-02A	RPE-R-02B	RPE-R-49	RPE-R-51A	RPE-R-51B	RPE-R-71	RPE-R-76
Elementos maiores (%)							
SiO <sub>2</sub>	44,440	45,930	45,40	47,92	47,40	45,60	48,56
TiO <sub>2</sub>	0,380	0,150	0,21	0,42	0,44	2,24	1,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,930	20,820	8,80	7,25	7,75	7,22	5,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	14,050	7,870	9,94	9,67	9,30	12,70	12,45
MgO	6,930	6,930	20,85	19,61	20,38	16,60	16,18
CaO	11,960	11,790	6,80	8,63	8,16	10,81	11,10
Na <sub>2</sub> O	0,840	2,380	0,17	0,39	0,34	1,04	0,82
K <sub>2</sub> O	0,170	0,570	0,03	0,04	0,04	0,18	0,20
MnO	0,15	0,05	0,15	0,16	0,14	0,16	0,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0	0,0	0,02	0,0	0,03	0,13	0,15
LOI	2,800	3,300	7,1	5,2	5,2	2,5	2,2
Total	99,86	99,86	99,77	99,79	99,75	99,78	99,82
Elementos menores (ppm)							
Cr		41,050	662,000	1963,584	1970,420	2244,000	1676,200
Ni	105,000	104,000	500	678	752	543	381
Co	45,000	30,900	74,8	63,7	68,5	78,3	76,8
Ba	25,000	95,000	2	4	3	1	
Sr	196,500	325,600	20,1	16,9	17,2	196,1	145,9
Zr	8,000	8,600	33,0	30,0	29,9	83,3	112,9
Nb	2,700	2,200	1,9	2,6	3,2	16,6	22,7
Y	1,900	3,100	7,3	6,8	7,2	11,8	13,2
V	960,000	158,000	83	123	136	281	227
La	1,500	1,400	5,8	2,1	2,7	14,3	21,1

**Tabela 4.8** - Resultados analíticos para amostras de rochas metaltramáficas do Complexo Paulistana (continuação)

COMPLEXO PAULISTANA							
ROCHA	CLINOPIROXÊNIO-ANFIBOLITO		ACTNOLITA-TREMOLITA-XISTO			METAPIROXENITO	
AMOSTRA	RPE-R-02A	RPE-R-02B	RPE-R-49	RPE-R-51A	RPE-R-51B	RPE-R-71	RPE-R-76
Ce	2,900	2,300	3,3	9,5	8,9	25,1	37,9
Pr	0,330	0,460	1,18	0,71	0,92	3,65	5,32
Nd	1,300	2,100	4,9	3,5	4,1	15,3	20,6
Sm	0,180	0,640	1,06	1,05	1,10	3,48	4,50
Eu	0,150	0,180	0,38	0,34	0,31	1,12	1,36
Gd	0,290	0,670	1,22	1,29	1,39	3,81	4,13
Tb	0,050	0,100	0,21	0,23	0,23	0,51	0,60
Dy	0,390	0,710	1,57	1,25	1,51	2,69	2,88
Ho	0,090	0,130	0,27	0,30	0,33	0,42	0,50
Er	0,210	0,430	0,74	0,95	0,94	1,13	1,18
Tm	0,030	0,040	0,11	0,11	0,13	0,16	0,16
Yb	0,150	0,340	0,75	0,71	0,87	0,89	0,98
Lu	0,020	0,050	0,12	0,11	0,13	0,13	0,12
Cs	0,400	2,500			0,1		
Rb	2,900	19,200	0,12	0,11	0,13	0,13	0,12
Th			0,4			1,1	1,4
U			0,2	0,1	0,1	0,3	0,3
Ta			0,1	0,1	0,1	1,0	1,3
Pb	0,400	2,200	0,5	0,9	31,0	1,7	0,7

**Tabela 4.9** - Resultados analíticos para amostras de metagabros e anfibolitos do Complexo Paulistana.

COMPLEXO PAULISTANA						
ROCHA	METAGABRO					ANFIBOLITO
AMOSTRA	RPE-R-15B	RPE-R-15C	RPE-R-46	RPE-R-47	RPE-R-73	RPE-R-19B
Elementos maiores (%)						
SiO <sub>2</sub>	42,830	46,590	46,940	47,980	48,18	50,160
TiO <sub>2</sub>	4,820	3,630	2,780	2,380	0,59	1,590
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,990	16,670	15,410	14,960	17,80	16,530
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	17,020	14,200	12,850	11,770	7,74	9,890
MgO	5,340	3,840	5,140	6,090	8,15	4,230
CaO	11,160	8,390	11,010	10,370	12,82	9,520
Na <sub>2</sub> O	2,310	4,150	3,270	3,100	1,62	4,150
K <sub>2</sub> O	0,310	0,300	0,490	0,670	0,24	0,100
MnO	0,22	0,16	0,21	0,20	0,13	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,290	0,410	0,400	0,390	0,03	0,490
LOI	1,400	1,400	1,200	1,800	2,5	3,000
Total	99,93	99,92	99,95	99,93	99,91	99,88
Elementos menores (ppm)						



**Tabela 4.9** - Resultados analíticos para amostras de metagabros e anfibolitos do Complexo Paulistana (continuação)

COMPLEXO PAULISTANA						
ROCHA	METAGABRO					ANFIBOLITO
AMOSTRA	RPE-R-15B	RPE-R-15C	RPE-R-46	RPE-R-47	RPE-R-73	RPE-R-19B
Cr	27,368	0,000	150,520	321,560	116,610	314,720
Ni	33,000	28,000	38,000	53,000	73	52,000
Co	47,300	35,700	31,900	34,300	35,0	14,800
Ba	52,000	61,000	102,000	180,000	66,000	47,000
Sr	369,900	300,700	394,100	364,500	311,5	398,100
Zr	143,600	189,800	259,100	210,400	51,9	98,800
Nb	10,800	12,300	13,400	19,500	3,1	25,500
Y	24,500	32,500	28,100	29,800	13,8	31,100
V	639,000	507,000	368,000	321,000	164	420,000
La	11,500	15,700	19,300	18,100	5,0	17,300
Ce	26,900	37,300	44,500	39,900	9,9	33,000
Pr	3,860	5,280	5,900	5,400	1,53	4,520
Nd	18,900	23,600	44,500	39,900	7,4	19,500
Sm	4,740	6,010	5,900	5,400	1,74	4,160
Eu	2,070	2,350	2,240	2,290	0,81	1,540
Gd	5,920	7,430	6,970	6,350	2,43	5,060
Tb	0,940	1,150	1,060	0,990	0,42	0,810
Dy	5,060	6,370	6,120	5,840	2,91	5,310
Ho	1,010	1,300	1,140	1,130	0,53	1,010
Er	2,860	3,510	3,300	2,960	1,43	2,980
Tm	0,360	0,480	0,440	0,400	0,23	0,430
Yb	2,350	2,970	2,670	2,480	0,42	2,640
Lu	0,340	0,490	0,430	0,360	0,22	0,410
Cs	0,100	0,300		0,900	0,6	0,100
Rb	1,700	2,900	4,000	10,900	5,1	0,800
Th	1,000	1,400	1,200	1,200	0,6	1,800
U	0,300	0,400	0,400	0,200	0,2	0,200
Ta	0,800	0,700	0,900	1,100	0,2	1,500
Pb	1,200	0,600	0,600	1,800	0,5	2,100

**Tabela 4.10** - Resultados analíticos para amostras de rochas metamáficas do Complexo Brejo Seco.

COMPLEXO BREJO SECO						
ROCHA	ANFIBOLITO					
AMOSTRA	EU-R-38	JR-R-18B	EU-R-56	JR-R-19	EU-R-32	JR-R-18A
Elementos maiores (%)						
SiO <sub>2</sub>	49,5	45,6	53,8	48,7	49,8	45,9
TiO <sub>2</sub>	1,57	2,22	0,49	2,15	1,46	2,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,5	11,1	11,2	12,5	15,3	12,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	11	14,5	5,24	12,9	9,65	14,1

**Tabela 4.10** - Resultados analíticos para amostras de rochas metamáficas do Complexo Brejo Seco (continuação)

COMPLEXO BREJO SECO						
ROCHA	ANFIBOLITO					
AMOSTRA	EU-R-38	JR-R-18B	EU-R-56	JR-R-19	EU-R-32	JR-R-18A
MgO	6,98	12	12,1	8,76	6,53	9,26
CaO	9,8	10,5	12,9	9,66	11,4	9,69
Na <sub>2</sub> O	1,76	2,52	0,87	3,5	2,36	2,83
K <sub>2</sub> O	2,61	0,26	1,91	0,13	0,39	0,18
MnO	0,18	0,20	0,12	0,18	0,16	0,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,149	0,179	0,319	0,246	0,169	0,315
LOI	1,16	1,18	1,58	1,38	2,44	2,09
Total	99,209	100,259	100,529	100,106	99,659	99,475
Elementos menores (ppm)						
Cr	273,6704	821,0111	68,41759	342,0879	273,6704	410,5055
Ni	80,3	325,6	26,5	113,2	44,8	197,9
Co	42,7	73,7	14,5	47,6	28,2	51,4
Ba	311	62	517	96	75	45
Sr	213,7	221	200	499,9	303,6	510,9
Zr	56,4	28	54,6	23,4	43,6	46
Nb	8,9	13,2	11,9	13	9,3	29,2
Y	29	21,4	32,5	21,3	22,9	24,9
V	214	249	48	213	202	276
La	10,8	17,2	29,9	14,1	12,7	14,2
Ce	21,8	28,5	75,5	30,7	24,6	26,9
Pr	3,33	4,17	7,2	4,4	3,27	4,39
Nd	15	18	24,6	18,4	16,3	21,6
Sm	4,1	4,3	5	4,5	3,9	5,3
Eu	1,26	1,22	0,87	1,38	1,32	1,76
Gd	4,37	4,57	4,27	4,23	4,46	5,67
Tb	0,84	0,75	0,85	0,77	0,72	0,89
Dy	4,31	3,77	4,36	3,48	4,34	4,69
Ho	0,88	0,72	0,92	0,67	0,86	0,9
Er	2,37	1,84	2,81	1,66	2,41	2,4
Tm	0,35	0,23	0,44	0,22	0,36	0,32
Yb	2,1	1,4	2,8	1,4	2	1,9
Lu	0,36	0,22	0,48	0,21	0,25	0,27
Cs	0	0	0	0	7	7
Rb	78,9	4,6	41,9	3,7	86,5	23,7
Th	4	1,5	11	1,7	1,7	2,1
U	0,5	0,2	1,3	0,4	0,5	0,5
Ta	1,75	0,83	1,04	0,45	2,43	3,93
Pb	4	1,7	16,1	3,2	3,3	2,5

**Tabela 4.11** - Resultados analíticos para amostras de rochas ultramáficas (serpentinitos e troctolitos) e máficas (gabros) dos corpos de Brejo Seco e São Francisco de Assis.

ROCHA	BREJO SECO									SÃO FRANCISCO DE ASSIS	
	SERPENTINITOS			GABROS			TROCTOLITOS			SERPENTINITOS SILICIFICADOS	
AMOSTRA	MOBS-07B	EU-R-29	EU-R-36	EU-R-34	EU-R-35	EU-R-33	EU-R-37	MOBS-07A	MF-R-36	MF-R-34	MF-R-32
Elementos maiores (%)											
SiO <sub>2</sub>	43,2	37,8	36,1	38,3	38,2	46,4	39,3	47,3	51	50,2	50,3
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,09	4,91	6,48	3,46	0,76	0,05	2,66	3,66	0,46	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,07	3,21	13,2	12,5	18	16,2	19,2	13,5	12,9	14,4	12,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	8,91	10	22,1	20,2	21,1	12,2	4,91	15	15,2	7,22	8,39
MgO	35,2	36,1	6,1	7,56	5,43	7,48	16,2	6,3	4,23	11,5	13
CaO	0,09	0,15	10,6	10,6	7,57	11,5	9,7	11,1	7,88	13,1	11,1
Na <sub>2</sub> O	0	0	1,6	1,11	2,18	2,06	1,23	2,65	2,56	0,97	0,83
K <sub>2</sub> O	0	0,01	0,12	0,06	0,1	0,36	0,03	0,62	1,65	0,21	0,21
MnO	0,10	0,09	0,32	0,24	0,2	0,2	0,07	0,23	0,19	0,13	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0,012	2,651	0,016	0,118	0,019	0	0,213	0,455	0,03	0,036
LOI	11,48	12,05	2,59	1,77	3,93	2,3	8,88	0,66	0,12	2,48	3,01
Total	100,080	99,512	100,291	98,836	100,288	99,479	99,570	100,233	99,845	100,700	99,846
Elementos menores (ppm)											
Cr	6226,001	4241,891	0	0	68,41759	342,0879	1094,681	136,8352	68,41759	821,01108	889,428669
Ni	3934	3141	0	22,2	52,7	92	560	55	45	184,4	208,9
Co	3934	3141	55,2	66,4	60,4	92	560	55	45	43,7	44,9
Ba	11	16	80	25	50	56	12	78	460	229	230
Sr	0	0	259,6	154,6	263,7	167,9	87,9	164	460,4	166	110,3
Zr	15,3	17,1	10	20,1	12,1	8,2	8,7	215,1	244,8	33,1	40,4
Nb	0,1	0,71	2,98	3,22	2,05	0,28	0,54	11,44	20,71	2,86	3,48
Y	1,26	3,79	32,03	7,73	2,82	6,13	1,44	39,94	33,86	8,81	10
V	35	54	177	673	450	170	13	244	307	131	139
La	1,1	2,3	11,5	5,4	7,5	1	1,4	17	32,6	6,8	10,9
Ce	1,19	7,27	26,7	4	5	2,44	3,29	40,75	74,2	11,4	13,1
Pr	0,26	0,48	4,18	0,57	0,57	0,43	0,19	6,8	9,39	1,42	1,61
Nd	1	1,7	24,2	2,9	2,7	2,2	0,7	30,3	38,8	6,4	7
Sm	0,2	0,4	6,4	1	0,6	0,7	0,2	7,8	8,6	1,5	1,6
Eu	0	0,1	2,41	0,61	0,79	0,7	0,12	2,24	2,52	0,48	0,48
Gd	0,23	0,62	8,48	1,32	0,67	1,05	0,24	7,96	7,95	1,64	1,78
Tb	0	0,1	1,13	0,22	0,09	0,18	0	1,33	1,25	0,25	0,28
Dy	0,22	0,56	6,23	1,45	0,54	1,13	0,2	7,52	6,64	1,59	1,64
Ho	0	0,12	1,12	0,3	0,1	0,24	0	1,52	1,27	0,32	0,35
Er	0,11	0,38	2,75	0,79	0,28	0,62	0,14	4,08	3,4	0,89	0,97
Tm	0	0	0,29	0,11	0	0,08	0	0,6	0,45	0,12	0,13
Yb	1,26	3,79	32,03	7,73	2,82	6,13	1,44	39,94	33,86	8,81	10

**Tabela 4.11** - Resultados analíticos para amostras de rochas ultramáficas (serpentinitos e troctolitos) e máficas (gabros) dos corpos de Brejo Seco e São Francisco de Assis (continuação)

ROCHA	BREJO SECO									SÃO FRANCISCO DE ASSIS	
	SERPENTINITOS			GABROS			TROCTOLITOS			SERPENTINITOS SILICIFICADOS	
AMOSTRA	MOBS-07B	EU-R-29	EU-R-36	EU-R-34	EU-R-35	EU-R-33	EU-R-37	MOBS-07A	MF-R-36	MF-R-34	MF-R-32
Lu	0	0,06	0,21	0,11	0	0,07	0	0,52	0,38	0,11	0,12
Cs	6	11,4	0,19	0,06	0,23	62,1	4,6	47,4	32,8	0,21	0,27
Rb	0,9	8,7	2,6	0,5	3,9	7,4	5,7	10,2	40,8	6,4	6,6
Th	0	1	0,6	0	1,2	0	0,9	3,5	3,9	1,3	1,8
U	0	0,6	0,29	0,11	0	<0,1	0	0,8	0,9	0,12	0,13
Ta	0	0,1	0,4	0	0,4	0,45	2,45	0,36	0,49	0,2	0,17
Pb	1,2	1,8	1,6	1,2	1,5	0,8	0,7	5	5,2	2,9	2

**Tabela 4.12** - Resultados analíticos para amostras de anfibolitos do Complexo Monte Orebe.

COMPLEXO MONTE OREBE										
ROCHA	ANFIBOLITO									
AMOSTRA	EU-R-43	EU-R-56	JR-R-12	EU-R-55	EU-R-24	JR-R-13	MF-R-10	JR-R-15	MF-R-17	JR-R-10
Elementos maiores (%)										
SiO <sub>2</sub>	44,6	53,8	51,9	47,9	50,2	48,3	52,3	50,2	50,4	47,8
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,49	0,85	0,99	0,89	1,08	0,46	1,27	0,99	0,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,4	11,2	13,4	14,4	14,1	14,6	9,81	13,5	14,2	14,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	5,71	5,24	10,7	13,6	12,5	13,6	4,45	14,2	12,2	12,4
MgO	10,5	12,1	10,5	8,71	8,55	8,68	15,1	6,56	7,79	9,63
CaO	12,6	12,9	8,86	9,43	11,3	11,1	15,7	9,46	10,9	11,4
Na <sub>2</sub> O	1,23	0,87	2,71	2,64	2,19	2,08	0,29	2,33	2,22	1,87
K <sub>2</sub> O	0,3	1,91	0,15	0,13	0,13	0,21	1,02	0,11	0,13	0,21
MnO	0,08	0,12	0,17	0,19	0,2	0,21	0,13	0,19	0,19	0,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0,319	0,057	0,073	0,068	0,083	0,324	0,106	0,09	0,063
LOI	3,18	1,58	2,16	1,22	0,99	0,93	1,88	0,99	1,69	1,07
Total	100,690	100,529	101,457	99,283	101,118	100,873	101,464	98,916	100,800	100,123
Elementos menores (ppm)										
Cr	273,67	68,41	684,17	342,08	348,08	348,08	68,41	136,83	273,67	410,5
Ni	250,8	26,5	269,3	121,9	92,8	103,4	24,7	60,6	97,7	159,5
Co	40	14,5	48,1	50,6	49,4	52,5	10,8	48,2	41,5	52
Ba	111	517	43	31	31	60	346	34	51	52
Sr	388,1	200	149,4	80,4	88,3	110	227,3	152,3	82,1	151,2
Zr	6,2	54,6	8,3	10	9,6	11	42	11,3	10,9	9,5
Nb	2	11,9	1,4	3	2,5	3,4	11,1	4,3	4,7	4,2
Y	4,8	32,5	24,3	21	19,6	23,3	35,8	26,3	19,6	17,6
V	41	48	170	272	246	276	42	315	254	238
La	3,6	29,5	5,3	3,4	4,9	3,6	56	4,7	3,5	2,8

**Tabela 4.12** - Resultados analíticos para amostras de anfibolitos do Complexo Monte Orebe (continuação)

COMPLEXO MONTE OREBE										
ROCHA	ANFIBOLITO									
AMOSTRA	EU-R-43	EU-R-56	JR-R-12	EU-R-55	EU-R-24	JR-R-13	MF-R-10	JR-R-15	MF-R-17	JR-R-10
Ce	3,02	81,8	2,99	8,39	8,1	8,57	77,55	11,42	7,59	7,07
Pr	1,05	7,2	1,77	1,24	1,46	1,55	11,82	1,83	1,44	1,23
Nd	0,07	8,92	4,64	2,13	1,68	3,28	10,2	3,66	2,78	3,16
Sm	0,7	5	2,6	2	1,9	2,4	7,1	2,9	2,2	2
Eu	0,31	0,87	0,85	0,74	0,65	0,93	1,37	1,02	0,81	0,71
Gd	0,3	1,91	0,15	0,13	0,13	0,21	1,02	0,11	0,13	0,21
Tb	0,12	0,74	0,55	0,47	0,46	0,61	0,92	0,67	0,53	0,48
Dy	0,8	4,36	3,51	3,14	2,91	3,83	5,27	4,41	3,46	3,07
Ho	0,16	0,92	0,74	0,7	0,64	0,84	1,08	0,96	0,74	0,64
Er	0,52	2,81	2,07	2,03	1,83	2,4	2,97	2,74	2,16	1,9
Tm	0,07	0,44	0,3	0,3	0,25	0,35	0,46	0,41	0,32	0,29
Yb	0,5	2,8	1,8	1,9	1,7	2,1	3	2,6	2	1,7
Lu	0,07	0,42	0,28	0,29	0,25	0,34	0,46	0,42	0,31	0,26
Cs	0,12	0,52	0,14			0,08	1,2	0,12	0,22	0,08
Rb	5,5	30,3	2	1,3	2,8	3	31,6	2,4	2,6	6
Th	0,12	0,74	0,55	0,47	0,46	0,61	0,92	0,67	0,53	0,48
U	0,07	0,42	0,28	0,29	0,25	0,34	0,46	0,42	0,31	0,26
Ta		0,39				0,48	0,84	0,36	0,21	0,26
Pb	16,5	16,1	1,6	0,8	1	1,1	15,1	1,7	1	1,1

**Tabela 4.12** - (continuação) Resultados analíticos para amostras de anfibolitos do Complexo Monte Orebe.

COMPLEXO MONTE OREBE							
ROCHA	ANFIBOLITO						
AMOSTRA	EU-R-20	EU-R-04	MF-R-16	MF-R-29	EU-R-60A	EU-R-60B	EU-R-60C
Elementos maiores (%)							
SiO <sub>2</sub>	51,5	49,8	48,3	46,7	46,7	51,7	45,2
TiO <sub>2</sub>	1,58	1,05	1,04	2,02	2,19	1,19	0,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,3	16,1	14,9	6,15	6,76	15	17,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	9,72	11,6	12,5	14,7	13,8	12,1	10,9
MgO	6,18	7,9	8,02	18,3	18,1	6,54	11,9
CaO	9,39	12,2	12,5	8,67	8,95	8,48	6,85
Na <sub>2</sub> O	4,01	1,06	1,86	0,39	0,47	2,88	2,43
K <sub>2</sub> O	0,66	0,22	0,16	0,05	0,08	0,3	0,11
MnO	0,16	0,17	0,18	0,16	0,23	0,23	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,207	0,066	0,079	0,173	0,015	0,143	0,039
LOI	0,62	0,42	1,15	2,86	2,97	0,65	3,58
Total	99,327	100,586	100,689	100,173	100,265	99,213	99,409
Elementos menores (ppm)							

**Tabela 4.12** - (continuação) Resultados analíticos para amostras de anfibolitos do Complexo Monte Orebe (continuação)

Cr	136,830	342,080	342,080	1505,180	1847,270	273,670	205,250
Ni	56	110	109	1027	1121	103	222
Co	34,3	49,3	41	96,9	80,6	41,7	53,2
Ba	105	151	35	132	40	296	33
Sr	390,8	86,7	170,5	52,7	107,6	198	96,4
Zr	390,8	86,7	170,5	52,7	107,6	198	96,4
Nb	25,2	3,5	5,6	10,3	3,8	6,2	2
Y	29,6	19	23	25,5	19	19,5	13,4
V	211	226	266	233	223	258	167
La	18	3,5	4,1	25,4	13,7	6,2	2,1
Ce	0,08	0,09	0,09	0,13	0,16	0,1	0,07
Pr	4,81	1,49	1,45	6,13	4,19	2,03	0,76
Nd	20,6	7,8	7,8	27,7	19,7	10,1	4,2
Sm	4,6	2,1	2,3	5,8	4,4	2,7	1,4
Eu	1,32	0,83	0,88	1,53	1,26	0,87	0,53
Gd	4,88	2,9	3,26	5,8	4,39	3,06	1,91
Tb	0,85	0,51	0,57	0,85	0,67	0,51	0,36
Dy	5,27	3,28	3,62	4,48	3,56	3,04	2,22
Ho	1,05	0,71	0,83	0,81	0,65	0,64	0,48
Er	1,32	0,83	0,88	1,53	1,26	0,87	0,53
Tm	0,45	0,29	0,36	0,26	0,23	0,27	0,2
Yb	2,7	1,8	2,2	1,4	1,3	1,7	1,3
Lu	0,42	0,27	0,34	0,21	0,21	0,26	0,21
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	8
Rb	39	27,8	76	1,6	1,4	2,2	2,3
Th	7,7	0,4	0,9	2,3	1,1	2	0,7
U	1,6	0	0,2	0,3	0,2	0,2	0
Ta	390,8	86,7	170,5	52,7	107,6	198	96,4
Pb	4,2	2,1	1,1	2,4	2,6	8,2	1,7

#### 4.3.1. Diagramas Ternário AFM e binários de discriminação

De acordo com o diagrama ternário AFM de Irvine e Baragar (1971) da Figura 4.11A, as amostras de anfibolitos dos complexos Santa Filomena, Paulistana, Brejo Seco e Monte Orebe plotam predominantemente no campo das rochas toleíticas, distinguindo-se os anfibolitos das duas primeiras unidades principalmente pela concentração dos pontos no campo dos toleítos mais ricos em Fe, enquanto os demais distribuídos numa zona mais intermediária a partir deste campo em sentido ao polo magnésiano, transição essa, notadamente, bem evidenciada pelas amostras do Complexo Monte Orebe.

Em relação as amostras de rochas metaplutônicas máficas e ultramáficas do Complexo Paulistana (Tabelas

4.8 e 4.9) e dos corpos Brejo Seco e São Francisco de Assis do Complexo Brejo Seco (Tabela 4.11), como pode ser observado no diagrama AFM da Figura 4.11B, seus pontos, como os anfibolitos dos complexos supracitados, também plotam principalmente no campo das rochas toleíticas mais enriquecidas em Fe, notabilizando, entretanto, os xistos ultramáficos do Complexo Paulistana pelo caráter francamente magnésiano, assim como uma transição relativamente bem marcada de suas amostras de metagabros em sentido a este polo.

No diagrama de classificação de Jensen (1976), as amostras das rochas anfibolíticas dos complexos Santa Filomena e Paulistana (Figura 4.11C) ratificam sua correspondência com basaltos toleíticos de alto ferro. As amostras dos anfibolitos dos complexos Brejo Seco e Monte Orebe, por sua vez, concentram seus pontos,

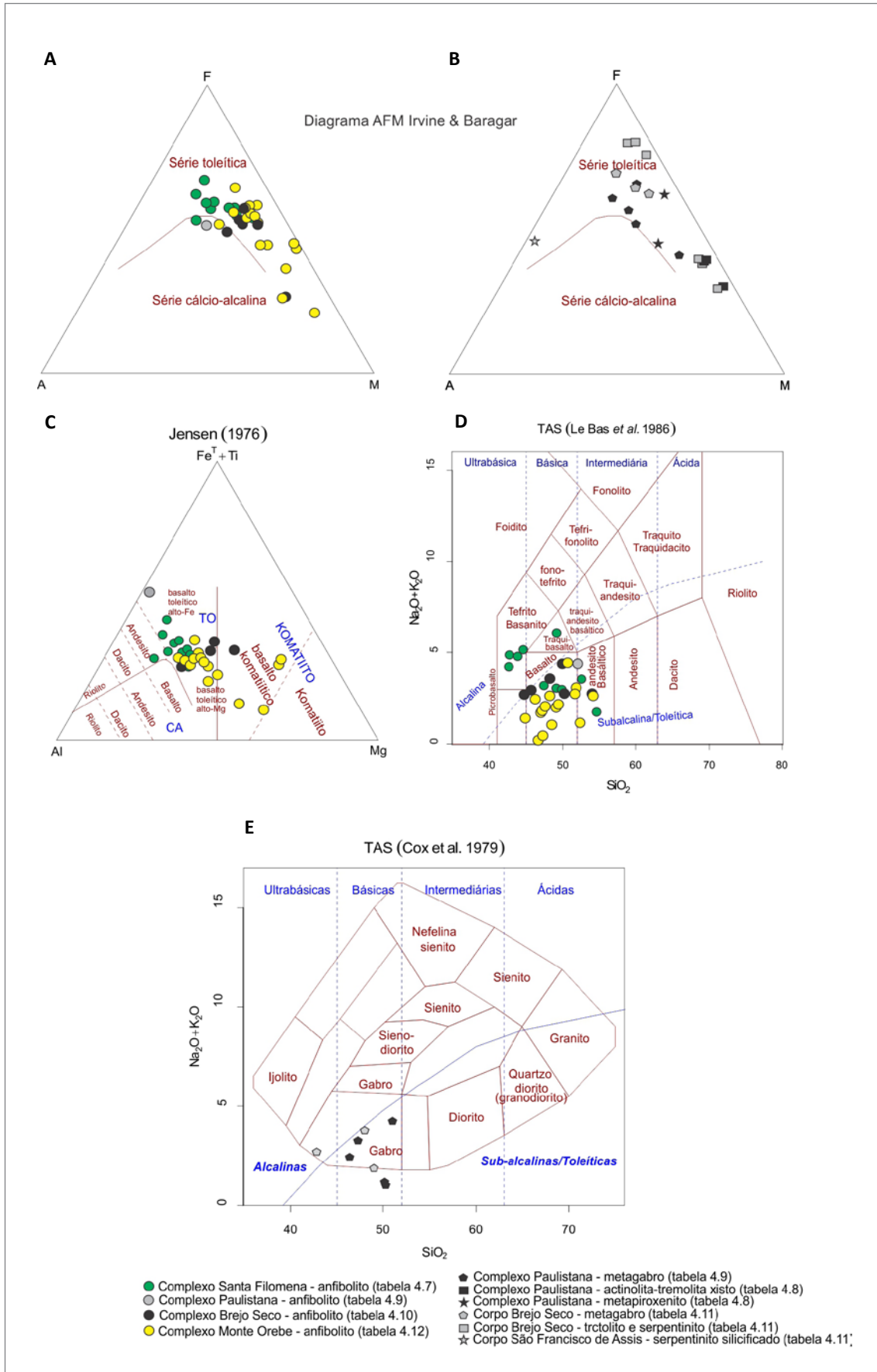


Figura 4.11 - A) e B) Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971); C) Jensen (1976); D) Le Bas et al. 1986; E) Cox; Bell e Pankhurst (1979) para amostras dos complexos Paulistana, Santa Filomena, Brejo Seco e Monte Orebe.

principalmente, na zona intermediária entre os campos dos basaltos toleíticos ricos em Fe e magnésiano, notabilizando-se especialmente o Complexo Monte Orebe por encerrar parcela significativa de suas amostras no campo dos basaltos komatiíticos.

No diagrama de classificação TAS de Le Bas et al. (1986) as amostras de anfibolitos dos complexos Paulistana, Brejo Seco e Monte Orebe (Figura 4.11D) correspondem predominantemente a basaltos subalcalinos. Os anfibolitos do complexo Santa Filomena, da sua parte, mostram maior dispersão dos seus pontos, porém concentrados principalmente entre os campos dos basaltos toleíticos e dos basaltos de tendência mais alcalina, como basanitos e tefritos, apresentando também amostras com composições de traqui-basaltos e basaltos andesíticos.

Quando plotadas no diagrama de classificação TAS de Cox; Bell e Pankhurst (1979) da Figura 4.11E, as amostras de metagabros dos complexos Paulistana e Brejo Seco correspondem basicamente a gabros toleíticos, registrando-se apenas para uma amostra do Corpo Brejo Seco, característica de rocha ultrabásica alcalina.

Foram elaborados diagramas binários de discriminação do tipo Fenner com o óxido de magnésio (Figuras 4.12 e 4.13) na abscissa e elementos menores (Ni e Cr) e maiores (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> e FeOT).

Quando plotadas nos gráficos dos elementos menores Ni e Cr versus MgO (Figura 4.12), fica patente a forte correlação dos maiores valores daqueles elementos com os maiores teores do magnésio para parcela das amostras metaplutônicas da unidade Paulistana (Tabelas 4.8 e 4.9), indicando afinidades com rochas de tendência ultrabásica.

Em relação aos anfibolitos da unidade Santa Filomena (Tabela 4.7), eles definem um campo de concentração de pontos, juntamente com parte das rochas metaplutônicas da unidade Paulistana, marcado pelos menores valores do Ni, Cr e do MgO, que retratam composições mais básicas para o conjunto.

Quando observadas em conjunto nos gráficos dos elementos menores Ni e Cr versus MgO (Figura 4.13), amostras de anfibolitos dos complexos Brejo Seco (Tabela 4.10) e Monte Orebe (Tabela 4.12) apresentam enriquecimento em Ni e Cr com o aumento do percentual de MgO, porém com amostras da primeira unidade denotando um trend mais magnésiano com teores mais elevados de Ni e Cr. Algumas amostras de anfibolitos Monte Orebe e de rochas dos corpos intrusivos de Brejo Seco e São Francisco de Assis, detêm os maiores percentuais desses elementos menores conjugados aos maiores valores do magnésio, sobretudo para duas amostras destas plutônicas com teores excepcionalmente elevados para Ni, Cr e MgO, destacadas no canto superior direito dos diagramas.

Em relação aos elementos maiores (Figura 4.13) as rochas anfibolíticas dos complexos Brejo Seco e Monte Orebe, apesar de uma certa dispersão dos pontos das amostras nos gráficos, é perceptível, excluindo para o SiO<sub>2</sub>, uma leve tendência de redução do Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> e FeOT com o incremento do magnésio para parcela das rochas, aspecto, de certa forma, também evidenciado pelas metaplutônicas de Brejo Seco e São Francisco de Assis.

### 4.3.2. Diagramas de Ambientes Tectônicos

Para a análise em termos de ambiência tectônica foram utilizadas amostras de rochas metavulcânicas e metaplutônicas máficas e ultramáficas dos complexos Paulistana, Santa Filomena, Brejo Seco e Monte Orebe, separadas conforme os grupos litológicos apresentados a figura 4.14, os quais avaliados sob a ótica de oito diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos sob diferentes relações elementares.

No diagrama ternário de Pearce e Gale (1977) da Figura 4.14A as amostras de anfibolito do Complexo Santa Filomena apresentam uma transição entre ambiente continental e de ilhas oceânicas. Os serpentinitos e troctolitos do Corpo Brejo Seco, por sua vez, plotam predominantemente no campo de ilhas oceânicas enquanto que os anfibolitos do Complexo Monte Orebe variam de ilhas oceânicas a ambiente de fundo oceânico.

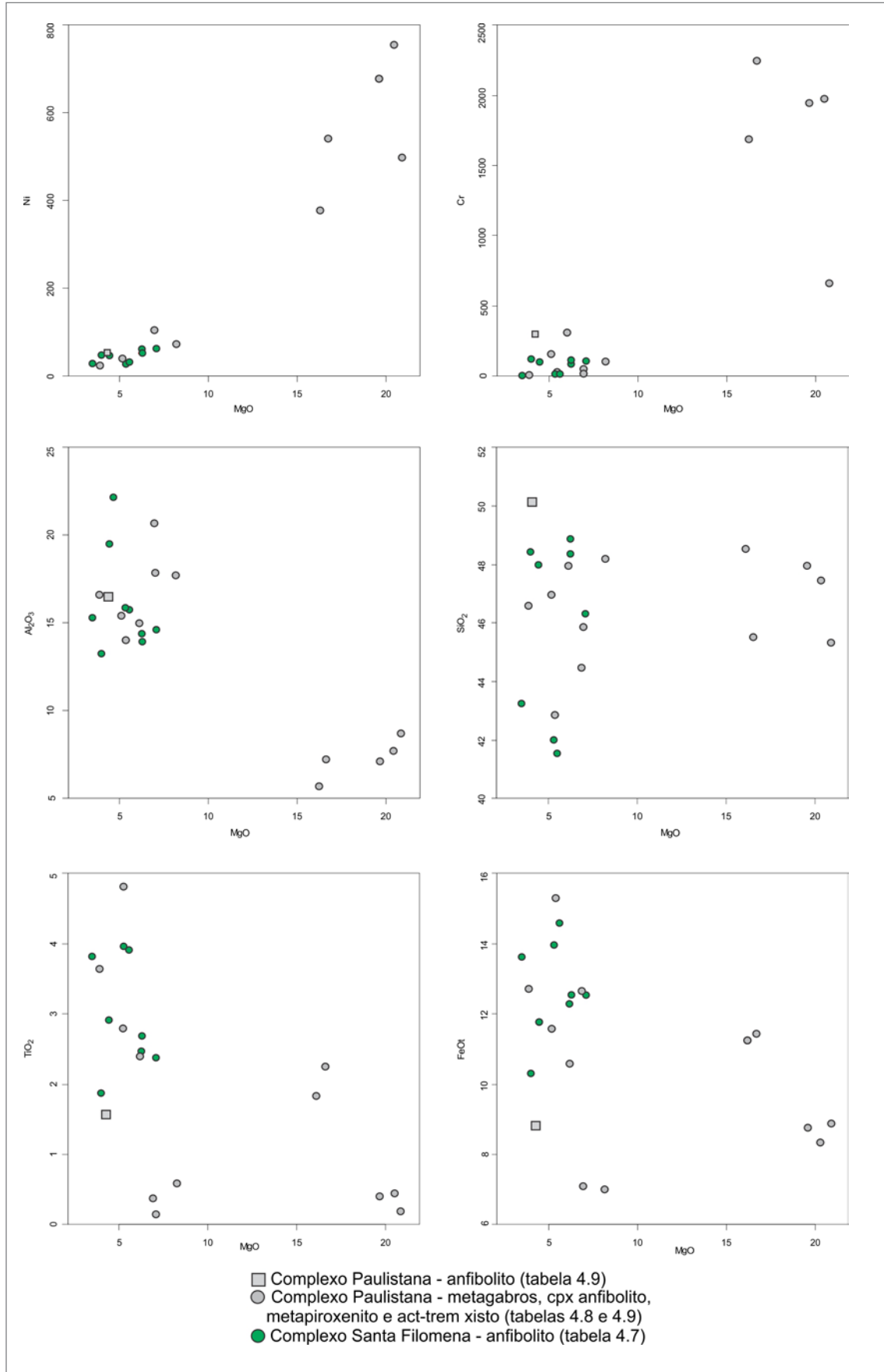
Já no diagrama ternário de Pearce e Cann (1973) da Figura 4.14B, os anfibolitos dos complexos Santa Filomena, Paulistana e Corpo Brejo Seco (serpentinitos e troctolitos) representam rochas basálticas formadas em ambiente intraplaca, enquanto que os anfibolitos do Complexo Monte Orebe plotam predominantemente no campo de rochas formadas em ambiente de fundo oceânico.

No diagrama ternário de Cabanis e Lecolle (1989) da Figura 4.14C as amostras de anfibolito dos complexos Santa Filomena e Paulistana correspondem a álcali-basaltos do tipo E-MORB formados em ambiente continental, enquanto que todas as amostras de serpentinitos e troctolitos do Corpo Brejo Seco correspondem a basaltos continentais e os anfibolitos do Complexo Monte Orebe variam de basaltos continentais a basaltos cálcioalcalinos.

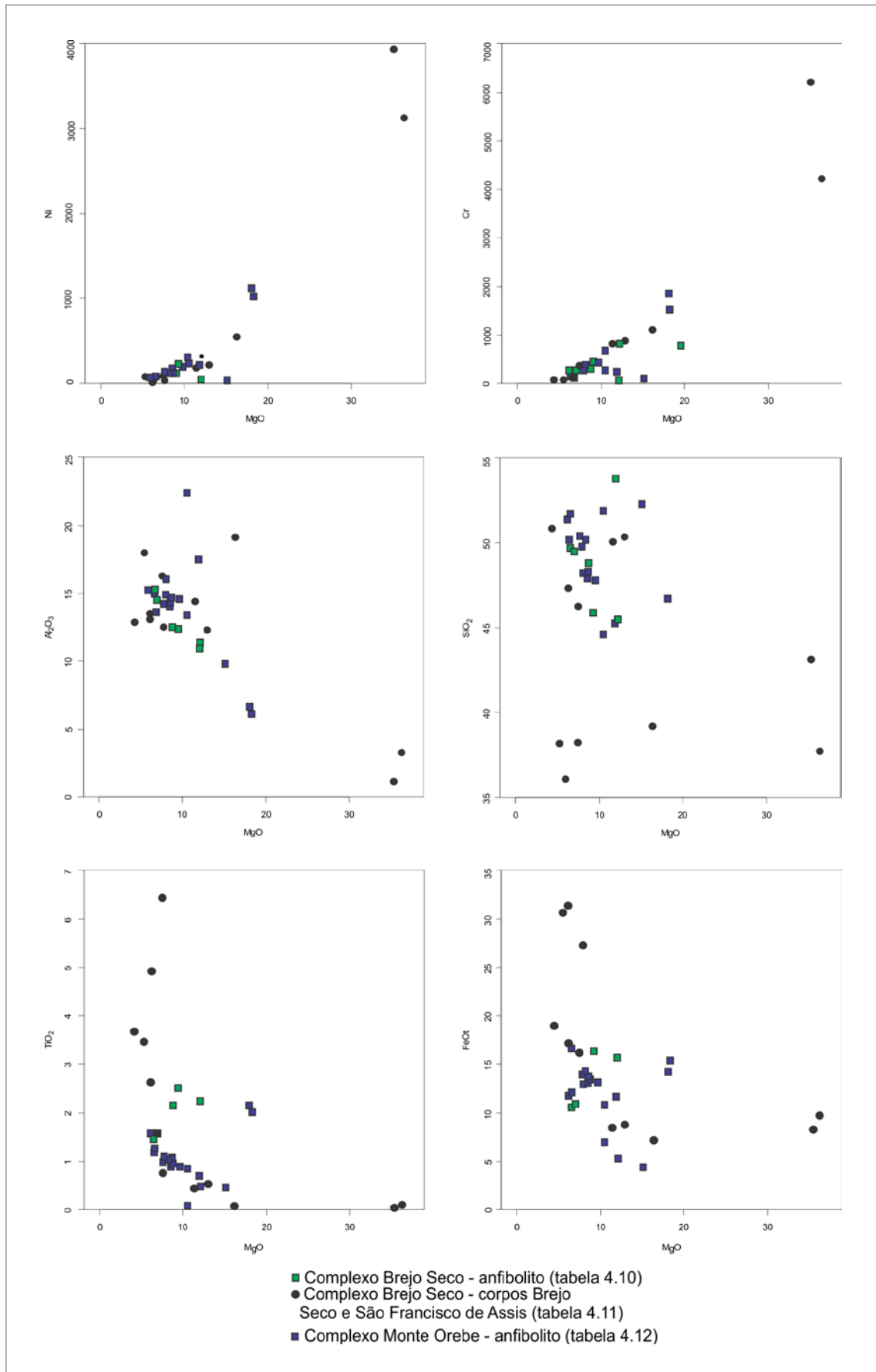
No diagrama de Meschede (1986) da figura 4.14D as amostras de anfibolito dos complexos Santa Filomena e Paulistana correspondem a álcali-basaltos do tipo E-MORB formados em ambiente continental. As amostras do Corpo Brejo Seco correspondem a álcali-basaltos formados em ambiente intraplaca. Por sua vez, os anfibolitos do Complexo Monte Orebe variam de E-MORB a N-MORB e até mesmo basaltos de arco vulcânico.

Nos diagramas ternários utilizando o sistema Th-Hf-Ta-Zr-Nd proposto por Wood (1980) das Figuras 4.14E e F, as rochas metamáficas caracterizadas como

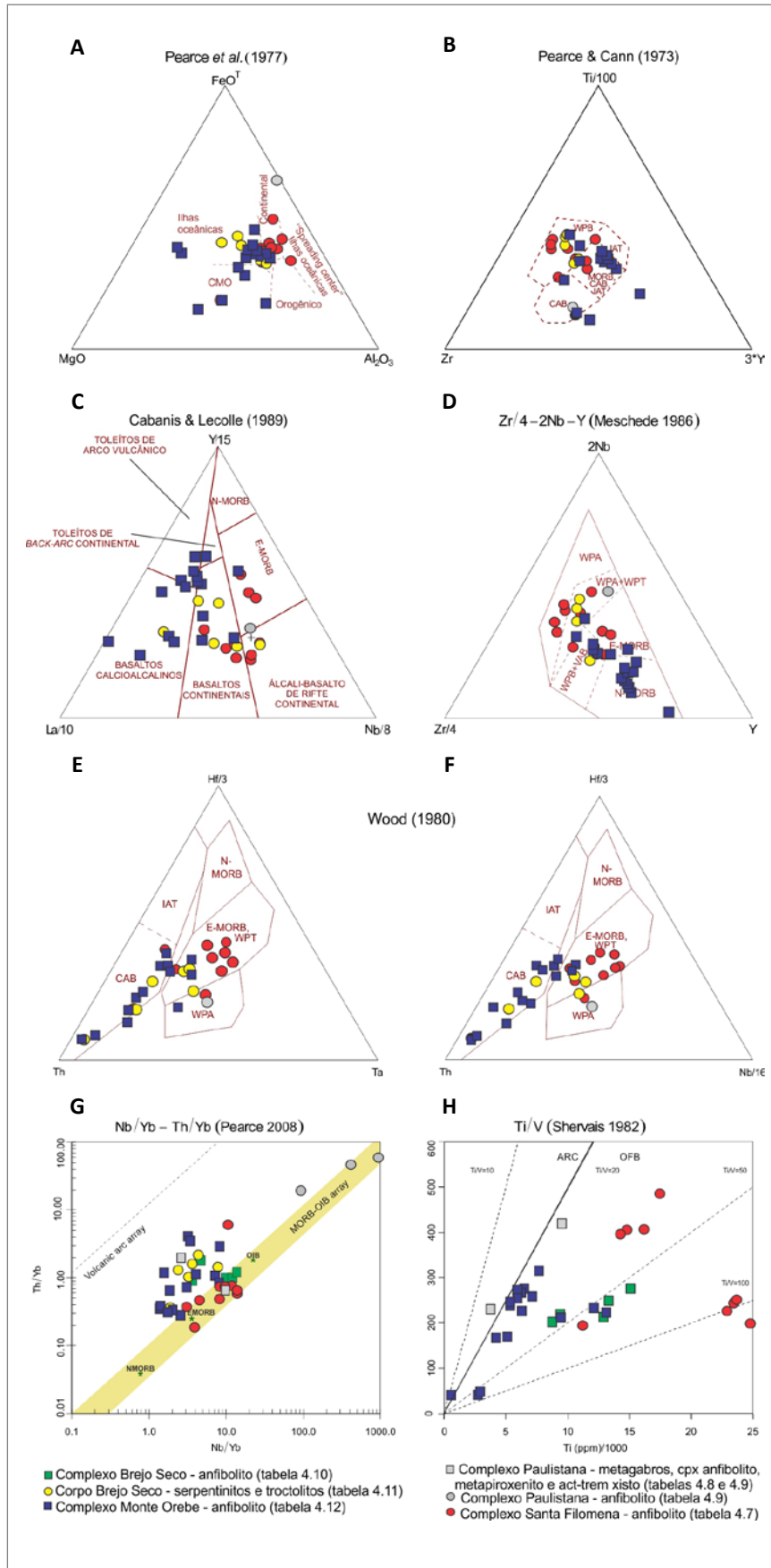




**Figura 4.12** - Diagrama binário de discriminação com MgO versus elementos maiores e menores (tipo Fenner) para os anfíbolitos e metaplutônicas do Complexos Paulistana e anfíbolitos do Complexo Santa Filomena.



**Figura 4.13** - Diagrama binário de discriminação com MgO versus elementos maiores e menores para os Corpos Brejo Seco e São Francisco de Assis (Complexo Brejo Seco) e anfíbolitos dos complexos Brejo Seco e Monte Orebe (tipo Fenner).



**Figura 4.14** - 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 Toelite, WPT- Within-Plate Toelite, VAB- Volcanic Arc Basalts, E-MORB- Enriched Mid Ocean Ridge Basalts, N-MORB- Normal Mid Ocean Ridge Basalts, OFB- ocean flood basalts e ARC- Arc basalts.

anfíbolitos dos complexos Santa Filomena, Paulistana e Corpo Brejo Seco, indistintamente, apresentam comportamento similar, com seus pontos plotados predominantemente entre os campos dos basaltos E-MORB toleíticos e basaltos alcalinos formados em ambiente intraplaca. As amostras de anfíbolito do Complexo Monte Orebe, por seu turno predominantemente no campo dos basaltos calcialcalinos.

No diagrama de Pearce (2008) com Nb/Yb versus Th/Yb (Figura 4.14 G) as amostras de anfíbolitos dos complexos Brejo Seco, Santa Filomena e Paulistana plotam próximos ao campo dos E-MORB. As rochas plutônicas do Complexo Brejo Seco, por sua vez tendem a plotar de maneira similar aos anfíbolitos do Complexo Monte Orebe saindo do campo dos E-MORB em direção ao campo de rochas formadas em ambientes de arco vulcânico.

Shervais (1982) utiliza a razão Ti/V para identificar o ambiente tectônico de formação de rochas vulcânicas. O empobrecimento de V em relação ao Ti é controlado pela fugacidade de oxigênio do magma e de sua fonte, pelo grau de fusão parcial, e pela cristalização fracionada. As rochas de arco vulcânico apresentam razão  $Ti/V < 20$ , enquanto rochas de cadeia meso-oceânica (MORB – Mid-Ocean Ridge Basalts) e basaltos de ambiente continental apresentam  $Ti/V$  entre 20 e 50; enquanto que rochas alcalinas possuem  $Ti/V > 50$ . Logo, de acordo com essas relações, que estão retratadas na Figura 3.73H, os anfíbolitos do Complexo Santa Filomena plotam tanto no campo de rochas alcalinas como no campo das rochas formadas em ambiente intraplaca. Já as amostras de anfíbolito do Complexo Brejo Seco plotam entre o campo de rochas formadas em ambiente continental e fundo oceânico, enquanto que seus similares do Complexo Monte Orebe plotam no campo de rochas de fundo oceânico em direção a rochas formadas em arco vulcânico.

### 4.3.3. Padrões de Elementos Terras-Raras e Diagramas Multielementares

Para esse tipo de tratamento foram utilizados os diagramas para elementos terras raras normalizados ao manto primitivo de MacDonough e Sun (1995) e multielementar normalizado ao MORB de Pearce e Parkinson (1993), onde diferentes grupos de amostras de rochas dos complexos Paulistana, Santa Filomena, Brejo Seco e Monte Orebe tiveram seu comportamento geoquímico avaliado. Os gráficos com a plotagem das amostras nos aludidos diagramas podem ser observados nas figuras 4.15 e 4.16. O arranjo dos elementos é da esquerda para a direita (ordem de incompatibilidade) sugerida por Thompson et al. (1984).

### 4.3.4. Complexo Paulistana

As rochas do Complexo Paulistana selecionadas para tratamentos nos diagramas de Elementos Terras-Raras e Multielementar (Figuras 4.15 A, B, C, D, E e F) incluem aquelas do contexto metaltramáfico (clinopiroxênio anfíbolitos, actinolita-tremolita xistos e metapiroxenitos) constante na Tabela 4.8, assim como pertinentes aos metagabros e anfíbolitos da Tabela 4.9.

Conforme a Figura 4.15A, as duas amostras dos clinopiroxênio-anfíbolitos analisadas são empobrecidas em ETR, porém mesmo assim mais enriquecidas em ETRL em relação ao manto primitivo, ao contrário dos ETRP que apresentam valores similares ou são mais empobrecidos frente ao manto primitivo. No diagrama multielementar (Figura 4.15B), por sua vez, essas rochas apresentam anomalias positivas de Ba, Rb e Sr e suaves anomalias negativas de K e Ce.

Em relação aos actinolita-tremolita xistos quando plotados no diagrama dos elementos terras raras (Figura 4.15A) suas três amostras analisadas mostram-se mais enriquecidas em ETR, em média com valores cinco vezes maiores em relação ao manto primitivo, e com padrão linear e plano das curvas, que quase coincidem devido à baixa oscilação dos valores. A registrar, as variações abruptas nos valores do La (negativa) e Ce (positiva), quebrando a sua uniformidade. Comparadas ao MORB (Figura 4.15B) essas rochas apresentam discretas anomalias positivas de Ba, Rb, Th, La e Ce, com maiores valores negativos apresentados pelo K e Sr.

Quanto aos metapiroxenitos, quando plotados no diagrama da Figura 4.15A, mostram-se rochas enriquecidas em ETR, cerca de 5 até 20 vezes em relação ao manto primitivo, e mais empobrecidas em ETRP frente aos ETRL. Conforme o diagrama multielementar da figura 4.15B, essas rochas apresentam anomalias negativas em relação MORB apenas para Yb, Y e Tb, sendo ainda enriquecidas em Th, Nb, Ta e La em quase 10 vezes o padrão do MORB. São rochas ainda depletadas em K, com valor próximo ao MORB, que, juntamente com Rb e Sr, respondem pelas quebras significativas no padrão dos gráficos no aludido diagrama.

Como pode ser observado no diagrama da figura 4.15C, as amostras de metagabros do Complexo Paulistana são rochas enriquecidas em ETR com valores abaixo de 10 a 30 vezes maiores em relação ao manto primitivo, assim como levemente empobrecidas em ETRP em relação aos ETRL. No diagrama multielementar (Figura 4.15D), por sua vez, retratam quebras negativas nos gráficos para o Rb e K e positivas para o Ba, Th, P e Ti, com uma das amostras com comportamento anômalo, apresentando destacáveis anomalias para o Rb (positiva) e o P (negativa), este com valor abaixo do MORB.

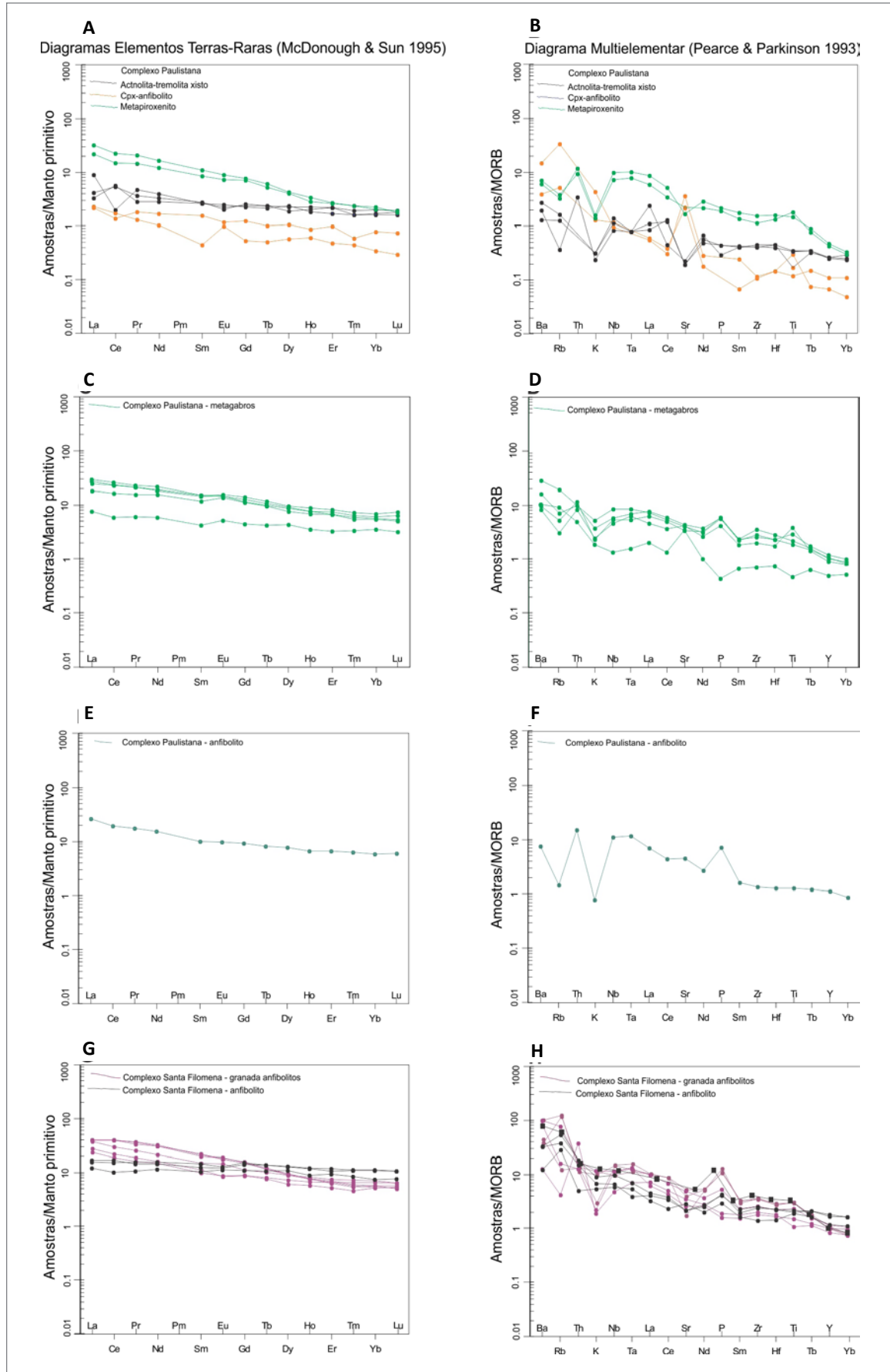


Figura 4.15 - Diagramas ETR e Multielementar para amostras de anfibolitos, metagabros e metaltramáficas do Complexo Paulistana e anfibolitos do Complexo Santa Filomena.

No caso da única amostra de anfibolito do Complexo Paulistana sua assinatura no diagrama dos elementos terras raras (Figura 4.15E) mostra padrão plano com as rochas enriquecidas em ETR em até 30 vezes o manto primitivo, especialmente para os ETRL, ao contrário dos ETRP, que mal ultrapassam 10 vezes essa relação. No diagrama multielementar (Figura 4.15F) a assinatura mostra quebras positivas para o Ba, Th, Nb e P, e anomalias negativas para o Rb, K e Ti, os dois últimos abaixo do MORB.

#### 4.3.5. Complexo Santa Filomena

Para avaliação geoquímica nos diagramas propostos, são considerados dois grupos de rochas para essa finalidade, anfibolitos granadíferos e anfibolitos isentos desse mineral (Tabela 4.7).

No diagrama de elementos terra raras (Figura 4.15G) os granada anfibolitos comportam-se como rochas enriquecidas em ETR, especialmente para os ETRL, com valores de 20 a 40 vezes maiores quando comparados ao manto primitivo. Os ETRP, da sua parte, são mais pobres frente aos ETRL, mas ainda enriquecidos em até 10 vezes em relação ao manto primitivo. De acordo com o diagrama multielementar (Figura 4.15H), essas rochas apresentam anomalias positivas de Ba, Rb, Th, Nb, Ta e P e suaves anomalias negativas de K e Sr.

Com relação ao grupo dos anfibolitos isentos de granada, são rochas mais pobres em ETR frente aos anfibolitos granadíferos (Figura 4.15G), porém ainda enriquecidos comparados ao manto primitivo, com valores de até 10 vezes maiores. No diagrama multielementar (Figura 4.15H) apresentam anomalias positivas de Ba, Rb, Nb e P e suaves anomalias negativas de Th e K.

#### 4.3.6. Complexo Brejo Seco

Como pode ser observado no diagrama da Figura 4.16A, as três amostras de gabros do corpo Brejo Seco do complexo homônimo (Tabela 4.11) são rochas enriquecidas em ETR com valores pouco abaixo de 10 a 60 vezes maior em relação ao manto primitivo, além de empobrecimento dos ETRP em relação aos ETRL. No diagrama multielementar (Figura 3.75B), por sua vez, retratam quebras negativas nos gráficos para o Nb e positivas para o Th e Ti, e, sobretudo para o P, cuja amostra apresenta comportamento anômalo, com destacáveis anomalias negativas para Zr e Hf, estes com valores abaixo do manto primitivo.

As amostras de serpentinitos silicificados do Corpo São Francisco de Assis (Tabela 4.11), por sua vez, no

diagrama da Figura 4.16A apresentam-se enriquecidas em ETR com valores abaixo de 10 até maiores que esse valor em relação ao manto primitivo e um empobrecimento em ETRP em relação aos ETRL. Já no diagrama multielementar (Figura 4.16B), por sua vez, retratam quebras negativas nos gráficos para o Nb e P e positivas para o Th e Ce.

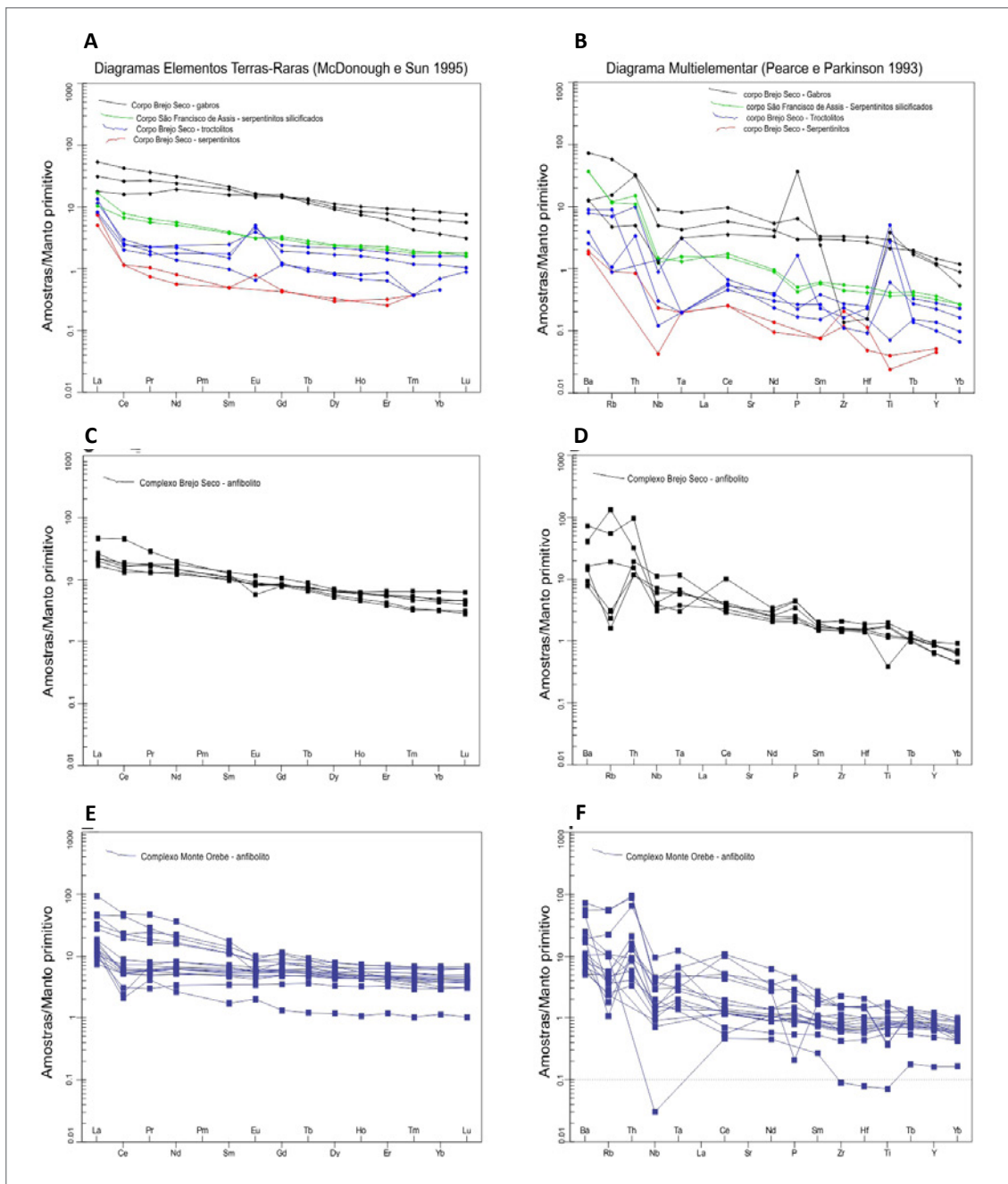
No diagrama da Figura 4.16A as quatro amostras de troctolitos da intrusão de Brejo Seco (Tabela 4.11) apresentam-se enriquecidas em ETR com valores inferiores a 10 a maiores que esse valor em relação ao manto primitivo, assim como um empobrecimento em ETRP em relação aos ETRL. Neste mesmo diagrama, a maioria das amostras destacam uma anomalia positiva de Eu e parcela delas quebras negativas para Tm. Já no diagrama multielementar (Figura 4.16B), por sua vez, as amostras de troctolitos retratam quebras negativas nos gráficos para o Rb, Nb e Ta e positivas para o Th, Ce e Ti, ressaltando para uma das amostras uma forte quebra positiva para o P.

As duas amostras de serpentinitos do corpo intrusivo de Brejo Seco (Figura 4.16A) apresentam enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP, com os primeiros com valores de quase 10 vezes maior em relação ao manto primitivo. Uma amostra apresenta anomalia positiva de Eu e negativa para Sm. Já no diagrama multielementar (Figura 4.16B), por sua vez, retratam quebras negativas nos gráficos para o Nb, Sm e Ti e positivas para o Ce e Zr.

Conforme a figura 4.16C, no diagrama de elementos terras raras as amostras de anfibolito do Complexo Brejo Seco (Tabela 4.10) configuram curvas com padrão relativamente plano, se mostram enriquecidas em ETR, sobretudo dos ETRL, que apresentam valores de 20 a 60 vezes maiores em relação ao manto primitivo. Os ETRP, da sua parte, são subordinados aos ETRL, mas ainda assim quase dez vezes maiores frente ao manto primitivo. No diagrama multielementar (Figura 4.16D), as amostras apresentam anomalias positivas de Th e P e suaves anomalias negativas de Rb.

#### 4.3.7. Complexo Monte Orebe

Os anfibolitos do Complexo Monte Orebe, representados por 17 amostras (Tabela 4.12), são enriquecidas em ETR, com conteúdo dos ETRL de 20 a 100 vezes maior em relação ao manto primitivo e maior empobrecimento em ETRP em relação os ETRL, porém com valores em média 10 vezes maiores frente ao manto primitivo. No diagrama multielementar da figura 4.16F, as amostras apresentam anomalias positivas de Ba, Th, Ce, e P, com anomalias negativas mais evidentes retratadas pelo Rb e Nb.



**Figura 4.16** - Diagramas ETR e Multielementar para amostras de rochas metamáficas (metagabros e anfíbolitos) da unidade metavulcanossedimentar do Complexo Brejo Seco, metaultramáficas (serpentinitos e troctolitos) das intrusões de Brejo Seco e São Francisco de Assis, e anfíbolitos do Complexo Monte Orebe.

## 5. GEOCRONOLOGIA

Os materiais utilizados para as datações geocronológicas consistiram de concentrados de zircão fixados em fita dupla face (cerca de 60 grãos para rochas ígneas e 100 para sedimentares sem a seleção prévia dos grãos) para a confecção dos mounts, sendo os cristais embutidos em resina epóxi (a frio), desgastados para a exposição do interior dos grãos e polidos em pasta de diamante 0,25  $\mu\text{m}$ . Previamente a execução das datações, essas montagens foram imageadas com catodoluminescência (CL) no MEV (microscópio eletrônico de varredura) do laboratório de geocronologia da UnB.

As análises para as determinações isotópicas foram realizadas através do LA-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) acoplado ao Laser ArF Excimer ( $\lambda = 193\text{nm}$ ) (Photon Machines) do laboratório Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da USP. Para a limpeza dos mounts foi utilizada uma solução de ácido nítrico diluído (3%) e posteriormente água ultra limpa.

A ablação ocorreu em spots de 32  $\mu\text{m}$ , com frequência de 6 Hz e intensidade de 6mJ. O material pulverizado foi carregado por um fluxo de He (0,6 l/min) e Ar (0,7 l/min) e em todas as análises foi utilizado o padrão internacional GJ-1 para a correção da deriva do equipamento, assim como o fracionamento entre os isótopos de U e Pb. Para a verificação da acurácia foram realizadas análises no padrão internacional MUD TANK.

Os dados foram adquiridos em 60 ciclos de um segundo, seguindo a sequência de aquisição de dois brancos, três padrões, 12 spots em zircão, dois brancos e dois padrões e, em cada leitura, determinadas as intensidades das massas 202Hg, 204 (Pb+Hg), 206Pb, 207Pb, 208Pb e 238U.

A redução dos dados brutos incluiu as correções para branco, deriva do equipamento e chumbo comum, utilizando-se a planilha desenvolvida pelo CPGeo/USP. As idades foram calculadas e os gráficos construídos com os recursos do ISOPLOT 3.0 (LUDWIG, 2003).

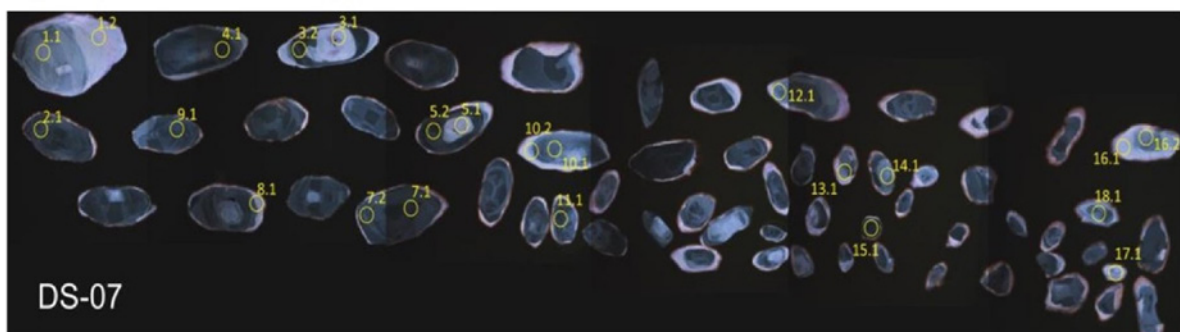
### 5.1. COMPLEXO GRANJEIRO

A amostra DS-07, representativa de um metabasalto da unidade metamáfica do Complexo Granjeiro, foi utilizada para determinar uma idade de cristalização ou metamorfismo para a sequência metavulcanossedimentar do Complexo, entre a fase de formação do ambiente distensivo e seu posterior fechamento, na qual foi gerada na micropalaca então formada pelos arcos magmáticos da sequência plutônica, hoje representada pelos ortognaisses de composição TTG.

As características dos grãos de zircão evidenciadas pela imagem de catodoluminescência (Figura 5.1) foram estruturas internas como zonação setorizada em grande parte dos cristais, zonação oscilatória discreta em uma pequena parcela deles, além de manchas irregulares. Foram possíveis também diferenciar nas imagens bordas de recristalização com textura homogênea e a presença de algumas poucas fraturas e inclusões.

Através do LA-MC-ICP-MS foi determinada a composição isotópica do maior número possível de grãos e zonas com características diferentes. Dos 20 pontos analisados, 14 apresentaram valores aceitáveis para os erros analíticos, contribuição de Pb comum e concordância (Tabela 5.1).

Com relação ao conteúdo dos elementos de interesse, foram encontrados valores de 16 a 158 ppm para



**Figura 5.1** - Imagem de catodoluminescência obtida no MEV para zircões da amostra DS-07.



**Tabela 5.1** - Dados analíticos obtidos via LA- MC-ICP-MS em zircão para a amostra DS-R-07 (metabasalto).

DS-07						CORRECTED RATIOS											CORRECTED AGES						
SPOT	TOTAL PB %	PB PPM	TH	U	TH/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1S	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1S	COEF. CORR	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1S	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1S	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1S	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1S	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1S	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1S	% CONC <sup>2</sup>
16,2	0,00	52	26	105	0,25	7,515	0,197	0,401	0,004	0,75	2,495	0,025	0,136	0,004	0,080	0,004	2,173	0,018	2,175	0,024	2,177	0,048	99
3,2	0,04	46	21	91	0,24	7,508	0,172	0,399	0,004	0,04	2,508	0,028	0,137	0,003	0,078	0,005	2,163	0,020	2,174	0,020	2,184	0,042	99
18,1	0,10	43	30	82	0,36	7,795	0,208	0,410	0,004	0,46	2,439	0,025	0,138	0,004	0,142	0,010	2,215	0,019	2,208	0,024	2,201	0,049	100
2,1	0,11	66	44	122	0,36	7,877	0,163	0,413	0,004	0,87	2,424	0,025	0,138	0,003	0,129	0,005	2,227	0,020	2,217	0,019	2,208	0,039	100
6,1	0,14	50	25	97	0,26	7,759	0,172	0,407	0,004	0,37	2,456	0,027	0,138	0,003	0,090	0,004	2,202	0,020	2,203	0,020	2,205	0,041	99
4,1	0,15	28	13	52	0,26	7,667	0,201	0,406	0,005	0,35	2,465	0,031	0,137	0,004	0,089	0,005	2,195	0,023	2,193	0,024	2,190	0,050	100
7,1	0,15	47	36	89	0,41	7,843	0,181	0,412	0,005	0,32	2,426	0,027	0,138	0,004	0,134	0,007	2,225	0,021	2,213	0,021	2,202	0,044	100
14,1	0,18	25	13	47	0,28	7,838	0,275	0,405	0,005	0,28	2,472	0,031	0,141	0,005	0,102	0,007	2,190	0,023	2,213	0,032	2,234	0,066	98
8,1	0,18	17	7	33	0,20	7,978	0,263	0,420	0,006	0,11	2,379	0,036	0,138	0,005	0,074	0,008	2,262	0,029	2,229	0,030	2,198	0,065	101
17,1	0,23	30	14	61	0,23	7,744	0,220	0,408	0,004	0,82	2,454	0,026	0,138	0,004	0,076	0,004	2,204	0,020	2,202	0,026	2,200	0,053	100
11,1	0,23	52	32	103	0,31	7,821	0,208	0,411	0,004	0,79	2,435	0,025	0,138	0,004	0,105	0,005	2,218	0,019	2,211	0,024	2,204	0,048	100
7,2	0,25	43	23	83	0,27	7,696	0,174	0,407	0,005	0,45	2,455	0,027	0,137	0,003	0,090	0,004	2,203	0,021	2,196	0,020	2,190	0,043	100
15,1	0,27	82	63	158	0,40	7,728	0,198	0,408	0,004	0,01	2,449	0,024	0,137	0,004	0,113	0,014	2,207	0,018	2,200	0,023	2,193	0,046	100
9,1	0,28	51	30	98	0,30	7,887	0,213	0,416	0,004	0,55	2,404	0,025	0,138	0,004	0,114	0,006	2,242	0,019	2,218	0,024	2,196	0,049	101
1,1	0,31	19	13	35	0,37	7,892	0,255	0,413	0,006	0,54	2,419	0,037	0,138	0,005	0,138	0,012	2,230	0,028	2,219	0,029	2,208	0,062	100
5,2	0,33	52	32	103	0,32	7,625	0,169	0,402	0,004	0,55	2,490	0,027	0,138	0,003	0,104	0,003	2,177	0,020	2,188	0,020	2,198	0,041	99
10,1	0,33	44	23	85	0,27	7,851	0,215	0,409	0,004	0,08	2,446	0,025	0,139	0,004	0,089	0,005	2,209	0,019	2,214	0,025	2,218	0,049	99
12,1	0,70	23	14	46	0,30	7,642	0,260	0,394	0,005	0,29	2,535	0,031	0,141	0,005	0,098	0,009	2,143	0,023	2,190	0,031	2,234	0,064	97
13,1	1,70	29	10	59	0,18	7,539	0,216	0,398	0,004	0,37	2,513	0,026	0,137	0,004	0,063	0,005	2,160	0,019	2,178	0,025	2,195	0,051	99
5,1	1,36	8	4	16	0,25	7,977	0,394	0,401	0,009	0,01	2,492	0,056	0,144	0,008	0,077	0,015	2,175	0,041	2,228	0,045	2,278	0,102	97
Data with wrong analytical error																							
1,2	2,00	2	1	5	0,11	8,064	1,069	0,399	0,024	0,56	2,509	0,148	0,147	0,022	0,048	0,044	2,162	0,108	2,238	0,121	2,308	0,285	96
10,2	0,88	6	1	12	0,07	7,712	0,616	0,410	0,010	0,01	2,441	0,062	0,137	0,013	0,035	0,023	2,213	0,047	2,198	0,073	2,184	0,159	100
3,1	1,13	6	3	12	0,28	8,393	0,526	0,413	0,012	0,37	2,419	0,070	0,147	0,011	0,084	0,029	2,230	0,054	2,274	0,058	2,314	0,130	98
Data with high common Pb																							
16,1	4,56	6	1	12	0,05	7,586	0,580	0,408	0,010	0,30	2,452	0,059	0,135	0,012	0,036	0,025	2,205	0,045	2,183	0,069	2,163	0,151	100

o U, 8 a 82 ppm para o Pb radiogênico e 4 a 63 ppm para o Th (Tabela 5.1). Os resultados das análises forneceram uma idade concordante de  $2200 \pm 4$  Ma, a qual parece representar a idade de metamorfismo do metabasalto, com zircões cristalizados durante fase deformacional de idade paleoproterozoica (Figura 5.2). A razão Th/U para estes pontos encontra-se entre 0,18 e 0,40 e, além disto, o valor de MSWD (dispersão das razões medidas) e a probabilidade associada aos cálculos de idade indicam confiabilidade dos resultados.

Uma segunda amostra (CB-R-03), analisada via LA-MC-ICP-MS, é apresentada por Vale (2018) e refere-se a um ortogneisse TTG migmatítico com mesossoma tonalítico e leucossoma granítico. O leucossoma foi

utilizado para datação pela possibilidade de oferecer maiores informações sobre a sua história deformacional. As informações analíticas são apresentadas na Tabela 5.2.

De acordo com as imagens de catodoluminescência obtida no MEV para zircões da amostra CB-R-03 (Figura 5.3), os grãos, em geral, são bem formados, angulosos a subangulosos e possuem dimensões de 110 a 250  $\mu\text{m}$ . Alguns poucos cristais possuem zoneamento metamórfico, referentes a eventos termais posteriores à cristalização.

A análise dos grãos de zircão desta amostra resultou em duas discórdias. O intercepto superior em uma dessas discórdias corresponde à idade de  $3.349 \pm 15$  Ma (MSWD = 0.62), representada por cristões herdados, sendo interpretada como idade de cristalização do protólito tonalítico, já que a mesma é a rocha parental e sofreu fusão in situ na região do afloramento. A segunda discórdia, definida por um número menor de spots, apresenta intercepto superior em  $1.941 \pm 27$  (MSWD = 1.04). Essa idade foi interpretada como associada como um evento metamórfico/termal possivelmente associado à fusão parcial da rocha e formação dos migmatitos (Figura 5.4).

## 5.2. GRUPO IPUEIRINHA

A amostra CB-R-53, representativa de uma meta-grauvaca com laminação rítmica da Formação Caridade do Piauí, em imagens de catodoluminescência obtida no MEV para zircões (Figura 5.5), forneceu cristais de zircão com variados tamanhos (45-150  $\mu\text{m}$ ), cores (incolor, amarelo ou marrom) e estruturas internas. As estruturas internas dos cristais de zircão mais evidentes nas imagens de catodoluminescência incluem zonação oscilatória bem marcada, zonação oscilatória difusa e manchas

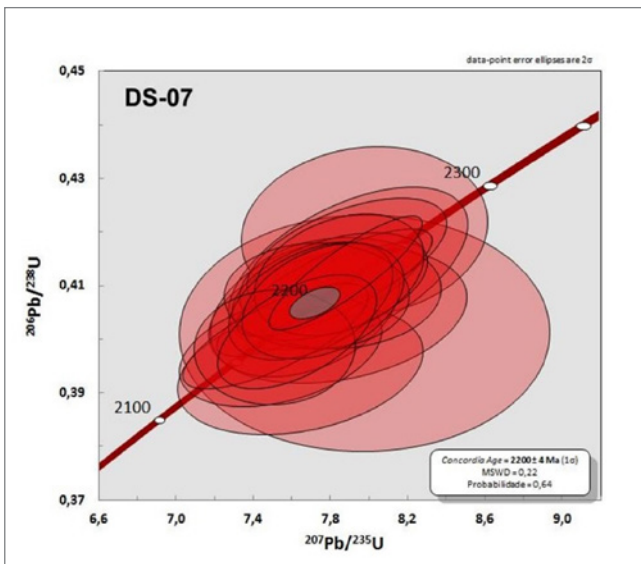


Figura 5.2 - Diagrama da Concórdia com a distribuição dos pontos da amostra DS-R-07.

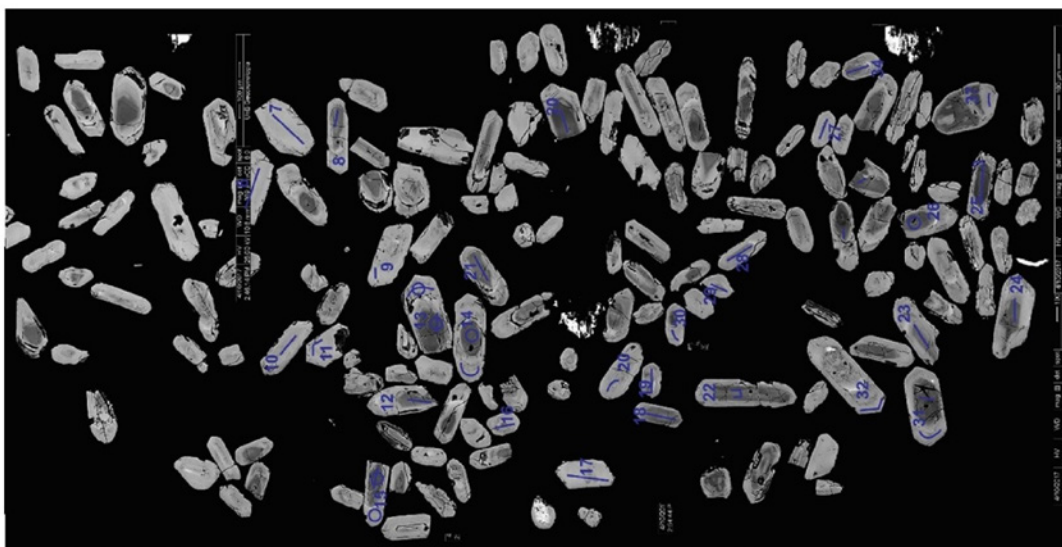


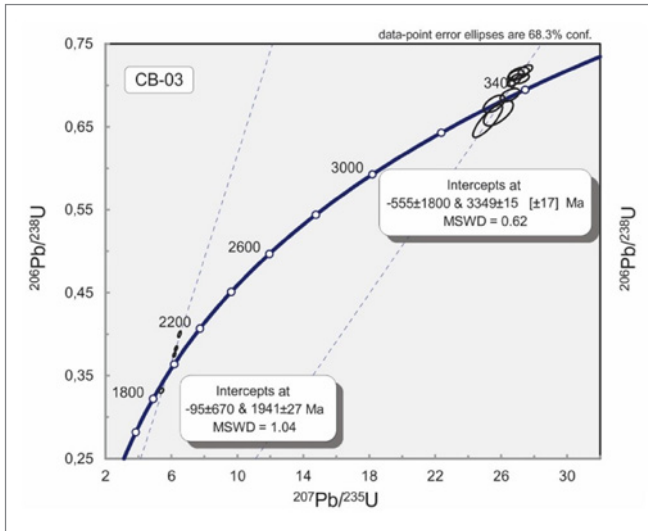
Figura 5.3 - Imagem de catodoluminescência obtida no MEV para zircões da amostra CB-R-03.

**Tabela 5.2** - Dados analíticos obtidos via LA- MC-ICP-MS em zircão para a amostra CB-R-03 (Ortognaisse TTG migmatítico) (VALE, 2018).

CB-03										CORRECTED RATIOS						CORRECTED AGES				
SPOT	F(206%)	<sup>204</sup> PB CPS	<sup>206</sup> PB MV <sup>1</sup>	TH/U	<sup>206</sup> PB/ <sup>204</sup> PB	1Σ%	<sup>207</sup> PB/ <sup>206</sup> PB	1Σ%	<sup>207</sup> PB/ <sup>235</sup> U	1Σ%	<sup>206</sup> PB/ <sup>238</sup> U	1Σ%	RHO	<sup>207</sup> PB/ <sup>206</sup> PB	2Σ ABS	<sup>206</sup> PB/ <sup>238</sup> U	2Σ ABS	<sup>207</sup> PB/ <sup>235</sup> U	2Σ ABS	% U-PB DISC4
Paleoarchean data																				
30-ZR12	0,01	14	0,005	0,24	188518	21,04	0,275	1,27	27,079	1,49	0,714	0,69	0,46	3334	39	3475	37	3386	29	-4,22
33-ZR13	0,05	49	0,012	0,18	30610	26,63	0,278	1,21	25,185	2,36	0,657	1,99	0,84	3352	38	3255	101	3315	46	2,89
38-ZR18	0,02	26	0,004	0,20	65692	24,26	0,274	0,96	26,889	1,19	0,712	0,60	0,51	3328	30	3466	32	3379	23	-4,14
45-ZR22	0,01	12	0,004	0,59	170006	23,75	0,277	0,77	27,468	1,02	0,718	0,57	0,55	3348	24	3490	31	3400	20	-4,24
46-ZR23	0,00	22	0,012	0,18	291283	29,28	0,275	0,72	26,813	1,07	0,706	0,69	0,65	3337	22	3444	37	3377	21	-3,23
47-ZR24	0,01	11	0,007	0,26	238237	19,07	0,279	0,90	27,245	1,10	0,708	0,53	0,48	3358	28	3451	28	3392	22	-2,76
48-ZR25	0,03	13	0,002	0,43	39897	22,63	0,281	1,67	25,837	2,27	0,666	1,50	0,66	3370	52	3292	77	3340	44	2,31
49-ZR26	0,03	40	0,003	0,41	43103	52,78	0,274	1,32	25,578	1,70	0,678	1,01	0,59	3328	41	3335	52	3331	33	-0,23
60-ZR34	0,01	248	0,013	0,32	99967	54,70	0,280	1,18	26,537	1,46	0,688	0,77	0,53	3361	37	3376	40	3367	28	-0,45
Paleoproterozoic data																				
24-ZR06	0,002	17	0,028	0,25	694547	25,57	0,119	0,60	6,189	0,86	0,376	0,49	0,57	1949	21	2056	17	2003	15	-5,50
25-ZR07	0,002	21	0,031	0,20	842212	23,73	0,119	0,60	6,287	0,87	0,383	0,50	0,58	1942	22	2090	18	2017	15	-7,63
59-ZR33	0,035	150	0,011	0,00	43284	47,38	0,118	1,38	5,403	1,55	0,332	0,61	0,39	1927	49	1848	19	1885	26	4,09
37-ZR17	0,005	105	0,033	0,26	321985	54,90	0,118	0,70	6,501	1,00	0,400	0,62	0,62	1923	25	2170	23	2046	18	-12,87
Data with wrong analytical error																				
13-ZR03	1,30			0,09	1023		0,281	1,44	21,306	3,81	0,550	3,48	0,92	3368	22	2826	80	3153	36	83,89
23-ZR05	0,277	300	0,018	0,08	5466	17,68	0,125	1,27	6,454	1,42	0,376	0,53	0,37	2023	45	2056	19	2040	25	-1,60
27-ZR09	0,579	993	0,025	0,06	2618	19,35	0,124	1,33	6,515	1,49	0,380	0,57	0,38	2018	47	2078	20	2048	26	-2,99
26-ZR08	0,02	66	0,019	0,02	89232	59,50	0,152	5,85	8,295	6,01	0,397	1,30	0,22	2364	193	2155	47	2264	106	8,85

**Tabela 5.2** - Dados analíticos obtidos via LA- MC-ICP-MS em zircão para a amostra CB-R-03 (Ortognaisse TTG migmatítico) (VALE, 2018). (coninuação).

CB-03										CORRECTED RATIOS						CORRECTED AGES				
SPOT	F(206%)	<sup>204</sup> Pb CPS	<sup>206</sup> Pb MV <sup>1</sup>	TH/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	1S%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1S %	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1S %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1Σ %	RHO	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2S ABS	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2S ABS	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2S ABS	% U-Pb DISC4
28-ZR10	0,00	40	0,028	0,03	306246	27,25	0,175	5,45	11,074	5,53	0,458	0,89	0,16	2611	176	2429	36	2529	100	6,96
36-ZR16	0,01	161	0,019	0,02	233222	52,33	0,182	7,01	11,517	7,32	0,459	2,08	0,28	2671	223	2434	84	2566	132	8,87
50-ZR27	0,00	20	0,028	0,06	829110	16,75	0,215	4,53	16,367	4,72	0,551	1,29	0,27	2947	143	2829	59	2898	88	4,00
55-ZR30	0,00	49	0,018	0,09	494953	25,25	0,226	4,49	16,624	4,95	0,534	2,05	0,42	3022	140	2759	92	2913	93	8,69
57-ZR31B	0,01	33	0,019	0,01	241235	35,68	0,209	6,56	16,920	6,61	0,587	0,63	0,10	2899	205	2977	30	2930	123	-2,69
Data with high common Pb																				
56-ZR31	5,50	665	0,002	0,25	255	8,47	0,331	1,15	29,393	1,54	0,644	0,95	0,62	3622	35	3204	48	3467	30	11,54
1 Conversion factor from mV to CPS is 62500000																				
2 concentration uncertainty c.20%																				
3 data not corrected for common-Pb																				
4 not corrected for common-Pb																				
5 Discordance calculated as (1-( <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age/ <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age))*100																				
Decay constants of Jaffey et al 1971 used																				



**Figura 5.4** - Diagrama de intercepto superior e inferior com a distribuição dos pontos da amostra CB-R-03.

irregulares, além de fraturas e inclusões. Em geral, os zircões dessa amostra mostram razões axiais que vão de 1:1 a 3:1 e têm formas arredondadas, com raros cristais exibindo terminações piramidais ou bipiramidais.

A determinação da composição isotópica foi realizada no maior número possível de grãos, buscando-se incluir todas as zonas com características diferentes. Dos 60 pontos analisados, 16 não apresentaram valores aceitáveis de erros analíticos e/ou contribuição de Pb comum, e foram descartados. Dos 44 pontos, 41 apresentaram concordância dentro dos parâmetros aceitáveis (100 +/- 10%) para serem representados no diagrama de distribuição das idades preferidas (Figura 5.6).

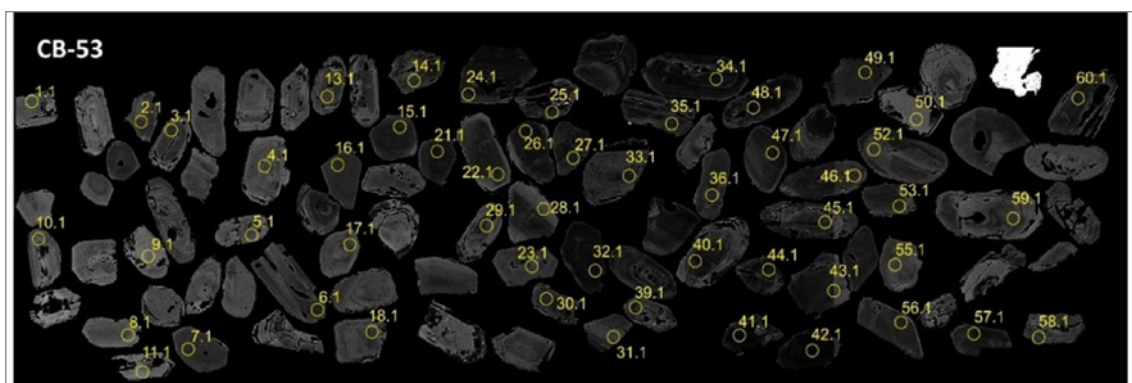
Conforme a Tabela 5.3, com relação ao conteúdo dos elementos de interesse, foram encontrados valores de 8 a 1019 ppm para o U, 7 a 172 ppm para o Pb radiogênico e 5 a 581 ppm para o Th. Já os valores da razão Th/U variaram de 0,18 a 0,99. Dessa maneira, todos os grãos analisados mostraram razões Th/U maiores que 0,01 (RUBATTO, 2002), que sugerem uma natureza ígnea para esses cristais.

No Diagrama da Concórdia (Figura 5.7) foram plotados todos os pontos analíticos, inclusive os discordantes, para melhor observação da distribuição dos grãos. Com os resultados obtidos, e principalmente através do histograma de distribuição de idades preferidas (Figura 5.6), é possível observar que as mais importantes áreas fonte de detritos para a bacia Ipueirinha foram terrenos neoproterozoicos, que definem um pico principal em 849 Ma. Ademais, a população mais jovem dessa amostra, em 625 Ma, pode representar a idade máxima de deposição do Grupo Ipueirinha. Além desta população, foram identificadas fontes paleoproterozoicas (1913 Ma - 2049 Ma) e alguns dados isolados em 2520 Ma, 2679 Ma, 2767 Ma e 3146 Ma.

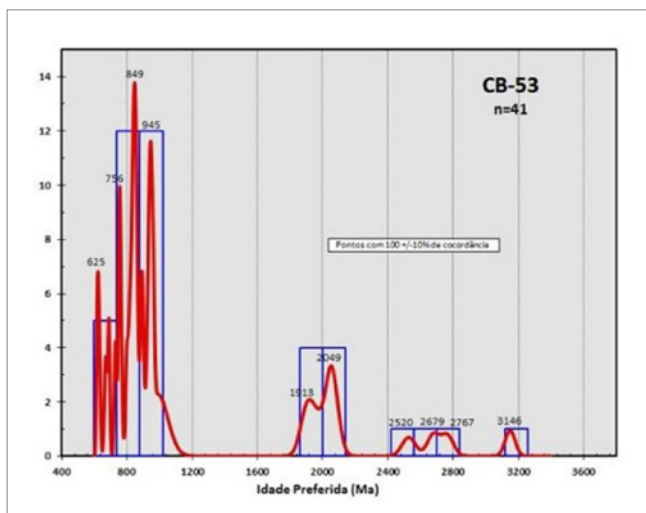
Estatisticamente, os resultados com poucos pontos não têm representatividade para subsidiar interpretações geológicas detalhadas, mas podem ser sugestivos da presença de terrenos de idades arqueanas como fontes de sedimentos para a Formação Caridade do Piauí.

Um estudo mais detalhado de idade e ambiência tectônica foi desenvolvido recentemente por Basto et al. (2019). Neste trabalho, dados geocronológicos de U-Pb em zircão atribuem à Formação Caridade do Piauí uma idade máxima de deposição de 636 Ma (população mais jovem de zircões) e uma idade mínima de deposição de  $578 \pm 13$  Ma, sendo esta última dada por uma soleira granítica encaixada nos metassedimentos dessa unidade. Essas idades se aproximam do período no qual a tectônica colisional esteve ativa na Província Borborema (625-615 a 580 Ma; GANADE DE ARAUJO et al., 2014a, b; 2016), e sugerem que a bacia Ipueirinha teria recebido um aporte de sedimentos sin-orogênicos.

Basto et al. (2019) obtiveram ainda uma idade de  $595 \pm 29$  Ma (U-Pb em monazita) para o metamorfismo do Grupo Ipueirinha, e realizaram estudos de proveniência sedimentar para a Formação Caridade do Piauí, utilizando dados isotópicos de Sm-Nd e Lu-Hf. Esses dados sugerem que a bacia Ipueirinha teria sido alimentada por detritos provenientes tanto do embasamento Arqueano-Paleoproterozoico quanto de um arco magmático juvenil de idade neoproterozoica,



**Figura 5.5** - Imagem de catodoluminescência obtida no MEV para zircões da amostra CB-R-53.



**Figura 5.6** - Diagrama de frequência das idades preferidas (206Pb/238U para idades mais jovens que 1 Ga e 207Pb/236U para idades mais antigas) de análises concordantes da amostra CB-53.

que, segundo os autores, corresponderia ao arco de Tamboril-Santa Quitéria, aflorante no Ceará (GANADE DE ARAUJO et al., 2014b).

Assim, segundo esses autores, o Grupo Ipueirinha representaria uma bacia de retroarco associada ao arco magmático de Tamboril-Santa Quitéria. Nesse contexto, as rochas da Formação Barroço corresponderiam ao vulcanismo de arco maduro do arco, e os serpentinitos da unidade Carnaubal poderiam representar uma crosta oceânica incipiente, com fonte mantélica e contaminação crustal pela crosta adelgada. Além disso, o Grupo Ipueirinha incluiria não apenas rochas da fase extensional da bacia (i.e. lascas de crosta oceânica), mas também sedimentos sin-orogênicos e rochas vulcânicas de arco maduro (fase compressional). Essas litologias teriam sido colocadas em contato por um imbricamento tectônico posterior à formação da bacia (BASTO et al., 2019).

### 5.3. SUÍTE INTRUSIVA SERRA DO CABOCLLO

A amostra EU-R-05 relativa a um monzogranito forneceu grãos euédricos a subédricos, com tamanhos distintos. As feições observadas nos cristais pela imagem de catodoluminescência (Figura 5.8) são estruturas internas como zonação oscilatória discreta em alguns grãos, homogeneidade em outros, assim como algumas manchas irregulares, além de fraturas e inclusões.

No diagrama da Concórdia (Figura 5.9) estão representados todos os pontos selecionados para o cálculo da Concordia Age após a análise da composição isotópica dos grãos. Foram gerados dois conjuntos de dados a partir das 23 análises. Destes pontos, oito (8) foram descartados por apresentarem alto erro analítico e/ou conteúdo de Pb comum.

Dos dados que apresentaram erro analítico e conteúdo de chumbo comum dentro de parâmetros aceitáveis (<5% e <3%, respectivamente), 12 apresentaram concordância suficiente para calcular a Concordia Age de  $624 \pm 2$  Ma. Outros 4 pontos representaram o segundo conjunto de dados, porém apenas 3 foram concordantes o suficiente para gerar a Concordia Age de  $667 \pm 3$  Ma (Figura 5.9).

Com relação ao conteúdo dos elementos de interesse (Tabela 5.4), foram encontrados valores de 170 a 499 ppm para o U, 24 a 65 ppm para o Pb radiogênico e 132 a 370 ppm para o Th, sendo o range das razões Th/U de 0,39 a 1,17. A idade que possivelmente representa a cristalização do monzogranito é a Concordia Age mais recente de 624 Ma. O agrupamento mais antigo pode representar um pulso precoce, herança, contaminação crustal ou outra situação geológica desconhecida. A confiabilidade destes resultados é verificada nos valores de MSWD e probabilidade associada aos cálculos.

**Tabela 5.3 -** Dados analíticos obtidos via LA-MC-ICP-MS em zircão para a amostra CB-R-53 (metagrauvaca).

CB-53 - METAGRAUVACA																					
SPOT#	PB RAD. <sup>1</sup> (ppm)	TH (ppm)	U (ppm)	Th/U	Pb COMUM TOTAL (%)	RAZÕES							IDADES						IDADE PREFERIDA		CONC. <sup>3</sup>
						<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	RHO <sup>2</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	IDADE (Ma)	ERRO (Ma)	
Histograma																					
1.1	44	54	192	0.28	0.25	0.0715	0.0024	1.6562	0.0517	0.1679	0.0018	0.61	0.973	0.068	0.992	0.020	1.001	0.010	992	20	102
3.1	25	59	121	0.49	1.71	0.0685	0.0035	1.4942	0.0683	0.1581	0.0021	0.20	0.885	0.110	0.928	0.029	0.946	0.011	200	0	106
4.1	48	140	195	0.72	0.56	0.0716	0.0021	1.5649	0.0407	0.1586	0.0016	0.93	0.974	0.059	0.956	0.016	0.949	0.009	930	0	97
8.1	33	56	174	0.32	0.14	0.0696	0.0027	1.3551	0.0478	0.1413	0.0016	0.28	0.915	0.080	0.870	0.021	0.852	0.009	280	0	93
10.1	36	63	250	0.25	1.49	0.0617	0.0027	0.8727	0.0344	0.1027	0.0012	0.83	0.662	0.095	0.637	0.019	0.630	0.007	830	0	95
11.1	49	166	236	0.70	0.40	0.0648	0.0025	1.1799	0.0417	0.1321	0.0015	0.77	0.767	0.082	0.791	0.020	0.800	0.008	770	0	104
12.1	164	487	1019	0.48	0.79	0.0618	0.0015	0.8604	0.0206	0.1009	0.0009	0.97	0.668	0.054	0.630	0.011	0.620	0.006	970	0	92
13.1	52	146	221	0.66	0.95	0.0718	0.0025	1.6619	0.0510	0.1678	0.0018	0.89	0.981	0.071	0.994	0.020	1.000	0.010	994	20	101
14.1	85	73	105	0.70	0.49	0.1925	0.0044	15.3828	0.3156	0.5795	0.0062	0.87	2.764	0.038	2.839	0.020	2.947	0.025	2839	20	106
18.1	107	67	210	0.32	2.34	0.1282	0.0027	7.3366	0.1390	0.4152	0.0038	0.73	2.073	0.037	2.153	0.017	2.238	0.017	2153	17	107
19.1	40	79	238	0.33	0.73	0.0662	0.0024	1.2337	0.0403	0.1351	0.0015	0.38	0.814	0.077	0.816	0.019	0.817	0.008	380	0	100
20.1	35	60	236	0.25	0.40	0.0644	0.0026	1.1048	0.0388	0.1245	0.0014	0.52	0.753	0.081	0.756	0.019	0.756	0.008	520	0	100
23.1	31	16	66	0.24	0.75	0.1158	0.0024	5.7702	0.0937	0.3613	0.0028	0.98	1.893	0.040	1.942	0.016	1.989	0.014	1942	16	105
26.1	65	49	109	0.45	0.46	0.1670	0.0042	10.3041	0.2374	0.4475	0.0046	0.84	2.528	0.042	2.462	0.021	2.384	0.020	2462	21	94
28.1	136	334	604	0.55	0.40	0.0731	0.0019	1.7120	0.0414	0.1698	0.0015	0.40	1.017	0.053	1.013	0.016	1.011	0.008	1013	16	99
29.1	53	204	340	0.60	2.28	0.0626	0.0027	1.0335	0.0386	0.1198	0.0013	0.68	0.693	0.090	0.721	0.019	0.730	0.007	680	0	105
30.1	45	32	94	0.35	0.13	0.1221	0.0030	6.1042	0.1393	0.3626	0.0034	0.85	1.987	0.044	1.991	0.020	1.994	0.016	1991	20	100
31.1	119	581	687	0.85	0.28	0.0624	0.0018	0.9716	0.0262	0.1130	0.0010	0.97	0.687	0.063	0.689	0.014	0.690	0.006	970	0	100

**Tabela 5.3** - Dados analíticos obtidos via LA-MC-ICP-MS em zircão para a amostra CB-R-53 (metagrauvaca). (continuação).

CB-53 - METAGRAUVACA																					
SPOT#	PB RAD. <sup>1</sup> (ppm)	TH (ppm)	U (ppm)	Th/U	Pb COMUM TOTAL (%)	RAZÕES							IDADES						IDADE PREFERIDA		CONC. <sup>3</sup>
						<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	RHO <sup>2</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	IDADE (Ma)	ERRO (Ma)	
33.1	28	11	39	0.29	0.84	0.1827	0.0041	12.5356	0.2723	0.4976	0.0047	0.31	2.678	0.037	2.645	0.020	2.604	0.020	2645	20	97
34.1	23	42	130	0.32	0.34	0.0681	0.0036	1.3409	0.0644	0.1428	0.0019	0.38	0.872	0.109	0.864	0.028	0.860	0.011	380	0	98
35.1	127	90	270	0.33	0.29	0.1196	0.0027	5.9344	0.1248	0.3600	0.0031	0.59	1.950	0.039	1.966	0.018	1.982	0.014	1966	18	101
36.1	96	63	181	0.35	0.17	0.1258	0.0028	7.0253	0.1513	0.4051	0.0035	0.26	2.040	0.039	2.115	0.018	2.192	0.016	2115	18	107
37.1	45	96	253	0.38	0.22	0.0665	0.0024	1.3056	0.0433	0.1424	0.0017	0.14	0.821	0.074	0.848	0.019	0.858	0.010	140	0	104
38.1	43	119	248	0.48	0.57	0.0656	0.0026	1.2586	0.0447	0.1392	0.0017	0.27	0.793	0.082	0.827	0.020	0.840	0.010	270	0	105
39.1	67	279	283	0.99	0.66	0.0684	0.0026	1.4755	0.0542	0.1564	0.0020	0.85	0.882	0.077	0.920	0.021	0.937	0.011	850	0	106
40.1	38	45	180	0.25	1.35	0.0696	0.0030	1.5005	0.0610	0.1563	0.0021	0.87	0.917	0.087	0.931	0.024	0.936	0.012	870	0	102
42.1	19	47	103	0.45	0.42	0.0682	0.0032	1.2977	0.0560	0.1381	0.0019	0.52	0.874	0.100	0.845	0.025	0.834	0.011	520	0	95
43.1	51	49	280	0.18	0.10	0.0686	0.0024	1.4101	0.0462	0.1490	0.0018	0.73	0.888	0.070	0.893	0.019	0.895	0.010	730	0	100
44.1	43	111	174	0.64	0.59	0.0716	0.0025	1.6595	0.0535	0.1681	0.0020	0.83	0.974	0.072	0.993	0.020	1.002	0.011	993	20	102
45.1	122	61	279	0.22	0.46	0.1165	0.0024	5.7611	0.1119	0.3585	0.0036	0.61	1.904	0.036	1.941	0.017	1.975	0.017	1941	17	103
46.1	13	5	8	0.59	0.89	0.2445	0.0050	18.9766	0.3720	0.5630	0.0062	0.78	3.149	0.031	3.041	0.018	2.879	0.026	3041	18	91
47.1	72	48	139	0.35	0.38	0.1276	0.0029	7.0880	0.1539	0.4030	0.0044	0.32	2.065	0.040	2.123	0.019	2.183	0.020	2123	19	105
49.1	22	46	120	0.38	0.39	0.0655	0.0029	1.2550	0.0510	0.1391	0.0020	0.35	0.789	0.090	0.826	0.023	0.839	0.011	350	0	106
50.1	172	359	833	0.43	0.85	0.0687	0.0011	1.5254	0.0257	0.1610	0.0014	0.01	0.890	0.033	0.941	0.010	0.962	0.008	10	0	108
51.1	28	68	173	0.39	0.60	0.0640	0.0026	1.1049	0.0408	0.1253	0.0017	0.47	0.741	0.086	0.756	0.020	0.761	0.010	470	0	102
52.1	122	84	239	0.35	0.06	0.1266	0.0021	6.6648	0.1166	0.3818	0.0036	0.76	2.051	0.029	2.068	0.015	2.085	0.017	2068	15	101



**Tabela 5.3** - Dados analíticos obtidos via LA-MC-ICP-MS em zircão para a amostra CB-R-53 (metagrauvaca). (continuação).

CB-53 - METAGRAUVACA																					
SPOT#	PB RAD. <sup>1</sup> (ppm)	TH (ppm)	U (ppm)	Th/U	Pb COMUM TOTAL (%)	RAZÕES							IDADES						IDADE PREFERIDA		CONC. <sup>3</sup>
						<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	RHO <sup>2</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	IDADE (Ma)	ERRO (Ma)	
55.1	62	48	307	0.16	0.25	0.0720	0.0018	1.6987	0.0416	0.1711	0.0018	0.82	0.986	0.050	1.008	0.016	1.018	0.010	1008	16	103
56.1	16	58	84	0.69	0.72	0.0664	0.0036	1.2795	0.0635	0.1398	0.0024	0.41	0.818	0.111	0.837	0.028	0.844	0.013	410	0	103
58.1	38	83	253	0.33	1.15	0.0640	0.0020	1.0978	0.0325	0.1244	0.0014	0.93	0.742	0.067	0.752	0.016	0.756	0.008	930	0	101
59.1	39	78	275	0.28	0.10	0.0617	0.0020	0.9346	0.0293	0.1098	0.0013	0.91	0.665	0.071	0.670	0.015	0.671	0.008	910	0	100
60.1	33	84	171	0.49	0.62	0.0698	0.0019	1.4266	0.0376	0.1483	0.0017	0.01	0.922	0.057	0.900	0.016	0.891	0.009	10	0	96
Discordantes																					
48.1	56	39	72	0.53	1.26	0.1570	0.0041	6.7784	0.1871	0.3131	0.0045	1.00	2.424	0.042	2.083	0.021	1.756	0.021	-	-	72
9.1	7	5	16	0.29	1.43	0.1426	0.0025	6.2324	0.1097	0.3169	0.0030	0.76	2.259	0.028	2.009	0.014	1.775	0.014	-	-	78
5.1	113	193	200	0.96	1.85	0.1212	0.0023	6.7721	0.1229	0.4051	0.0038	0.69	1.975	0.034	2.082	0.016	2.193	0.017	-	-	111
Descartados																					
53.1*	13	22	78	0.28	0.57	0.0648	0.0036	1.1089	0.0569	0.1240	0.0021	0.50	0.769	0.114	0.758	0.027	0.754	0.012	-	-	97
24.1*	21	60	116	0.52	1.53	0.0653	0.0039	1.2005	0.0635	0.1333	0.0019	0.74	0.784	0.126	0.801	0.029	0.807	0.011	-	-	102
22.1*	22	61	138	0.44	1.10	0.0642	0.0039	1.0962	0.0584	0.1238	0.0018	0.64	0.749	0.132	0.752	0.029	0.752	0.010	-	-	100
15.1*	22	51	94	0.54	2.68	0.0738	0.0049	1.7841	0.0998	0.1754	0.0028	0.35	1.036	0.134	1.040	0.038	1.042	0.015	-	-	100
2.1*	12	24	67	0.36	1.90	0.0669	0.0041	1.2553	0.0704	0.1361	0.0020	0.46	0.835	0.121	0.826	0.031	0.823	0.011	-	-	98
57.1*	16	44	87	0.51	0.47	0.0697	0.0051	1.3120	0.0837	0.1365	0.0029	0.34	0.920	0.154	0.851	0.039	0.825	0.017	-	-	89
21.1*	14	29	64	0.46	2.92	0.0689	0.0056	1.6014	0.1127	0.1687	0.0031	0.19	0.895	0.164	0.971	0.045	1.005	0.017	-	-	112
25.1*	19	153	99	1.54	2.18	0.0673	0.0054	0.9850	0.0706	0.1061	0.0019	0.53	0.848	0.181	0.696	0.038	0.650	0.011	-	-	76
41.1*	13	23	84	0.28	2.16	0.0670	0.0058	1.1603	0.0857	0.1255	0.0025	0.55	0.839	0.181	0.782	0.041	0.762	0.014	-	-	90

**Tabela 5.3** - Dados analíticos obtidos via LA-MC-ICP-MS em zircão para a amostra CB-R-53 (metagrauvaca). (continuação).

CB-53 - METAGRAUVACA																					
SPOT#	PB RAD. <sup>1</sup> (ppm)	TH (ppm)	U (ppm)	Th/U	Pb COMUM TOTAL (%)	RAZÕES							IDADES						IDADE PREFERIDA		CONC. <sup>3</sup>
						<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	RHO <sup>2</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	IDADE (Ma)	ERRO (Ma)	
7.1*	7	11	40	0.28	2.55	0.0647	0.0077	1.2931	0.1349	0.1449	0.0031	0.31	0.766	0.241	0.843	0.060	0.872	0.017	-	-	113
54.1*	7	20	44	0.45	3.45	0.0623	0.0061	0.9765	0.0846	0.1138	0.0028	0.01	0.683	0.205	0.692	0.043	0.695	0.016	-	-	101
16.1*	15	62	99	0.62	4.06	0.0659	0.0052	1.0002	0.0692	0.1100	0.0019	0.05	0.804	0.165	0.704	0.036	0.673	0.011	-	-	83
32.1*	5	13	32	0.41	4.17	0.0710	0.0119	1.0898	0.1652	0.1114	0.0039	0.01	0.956	0.397	0.748	0.086	0.681	0.022	-	-	71
27.1*	40	166	233	0.71	5.29	0.0649	0.0028	1.1321	0.0444	0.1266	0.0014	0.29	0.769	0.097	0.769	0.022	0.769	0.008	-	-	99
6.1*	10	60	69	0.87	6.31	0.0634	0.0057	0.9824	0.0761	0.1125	0.0019	0.51	0.720	0.183	0.695	0.039	0.687	0.011	-	-	95
17.1*	37	154	245	0.63	10.91	0.0660	0.0031	1.1617	0.0472	0.1276	0.0015	0.84	0.808	0.093	0.783	0.022	0.774	0.009	-	-	95

1Valores de Pb radiogênico; <sup>2</sup>Coefficientes de correlação; <sup>3</sup>Concordâncias calculadas por (idade <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U / idade <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb)x100.

\* Ponto não utilizado devido ao alto erro analítico ou alto conteúdo de Pb comum.

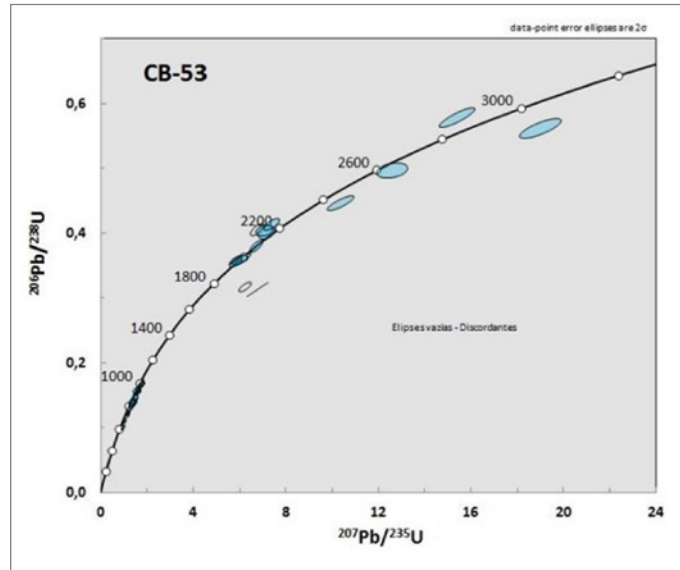


Figura 5.7 - Diagrama da Concórdia com a distribuição dos pontos da amostra CB-53.

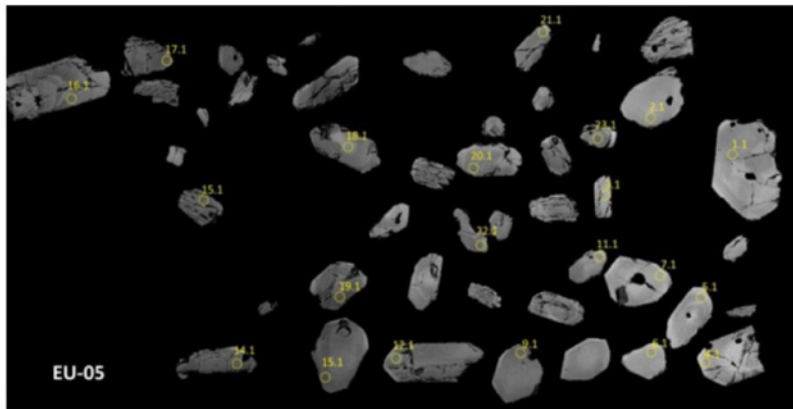


Figura 5.8 - Imagem de catodoluminescência obtida no MEV para zircões da amostra EU-R-05.

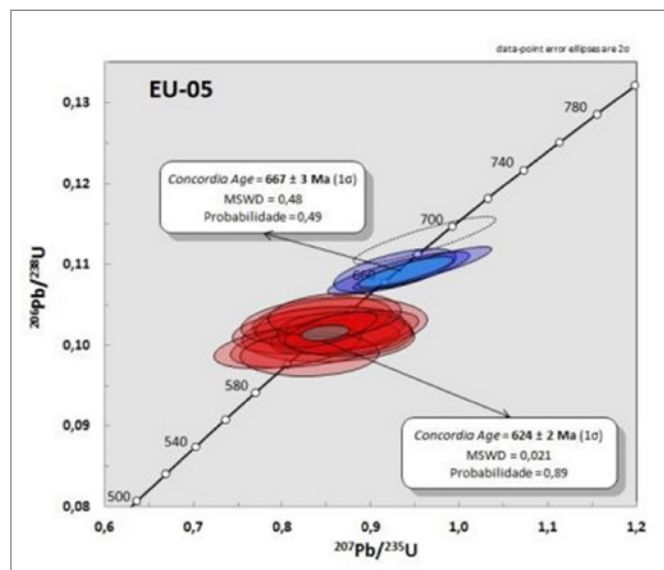


Figura 5.9 - Diagrama da Concórdia com a distribuição dos pontos da amostra EU-R-05. As elipses vermelhas pertencem ao conjunto de dados da Concordia Age mais nova e as azuis representam o conjunto da Concordia Age mais antiga. A elipse vazia tracejada não foi incluída nos cálculos de idade.

**Tabela 5.4 -** Dados analíticos obtidos via LA-MC-ICP-MS em zircão para a amostra EU-R-05.

EU-05 - MONZOGRANITO																			
SPOT#	Pb RAD. <sup>1</sup> (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	Pb COMUM TOTAL (%)	RAZÕES						RHO2	IDADES						CONC. <sup>3</sup>
						<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	
Concordia age																			
14.1	30	186	217	0.86	0.00	0.0607	0.0026	0.8302	0.0322	0.0991	0.0011	0.08	0.630	0.089	0.614	0.017	0.609	0.006	96
13.1	27	164	194	0.85	0.32	0.0584	0.0027	0.8050	0.0341	0.1000	0.0011	0.44	0.545	0.099	0.600	0.019	0.614	0.007	112
9.1	32	202	227	0.89	0.40	0.0604	0.0031	0.8366	0.0393	0.1004	0.0012	0.45	0.619	0.108	0.617	0.021	0.617	0.007	99
6.1	24	132	170	0.78	0.41	0.0611	0.0032	0.8522	0.0401	0.1011	0.0012	0.08	0.644	0.112	0.626	0.022	0.621	0.007	96
22.1	28	172	200	0.86	1.25	0.0621	0.0024	0.8707	0.0315	0.1016	0.0011	0.03	0.678	0.086	0.636	0.017	0.624	0.006	91
5.1	46	294	324	0.91	0.35	0.0620	0.0027	0.8704	0.0342	0.1018	0.0011	0.52	0.674	0.091	0.636	0.018	0.625	0.007	92
24.1	32	247	211	1.17	0.35	0.0610	0.0028	0.8581	0.0363	0.1020	0.0012	0.01	0.640	0.100	0.629	0.020	0.626	0.007	97
12.1	32	180	232	0.78	2.32	0.0598	0.0032	0.8413	0.0400	0.1020	0.0012	0.31	0.597	0.114	0.620	0.022	0.626	0.007	104
16.1	61	194	499	0.39	0.20	0.0607	0.0017	0.8547	0.0216	0.1022	0.0009	0.67	0.628	0.060	0.627	0.012	0.627	0.005	99
7.1	28	159	204	0.78	0.34	0.0611	0.0031	0.8651	0.0404	0.1028	0.0013	0.17	0.641	0.112	0.633	0.022	0.631	0.007	98
17.1	29	183	201	0.91	0.40	0.0589	0.0027	0.8382	0.0349	0.1032	0.0012	0.34	0.564	0.096	0.618	0.019	0.633	0.007	112
8.1	40	227	287	0.79	0.98	0.0600	0.0024	0.8590	0.0308	0.1039	0.0011	0.20	0.602	0.085	0.630	0.017	0.637	0.006	105
Concordia age																			
15.1	38	244	266	0.92	0.58	0.0620	0.0025	0.9321	0.0330	0.1090	0.0011	0.83	0.675	0.085	0.669	0.018	0.667	0.006	98

**Tabela 5.4** - Dados analíticos obtidos via LA-MC-ICP-MS em zircão para a amostra EU-R-05.(continuação)

EU-05 - MONZOGRANITO																			
SPOT#	Pb RAD. <sup>1</sup> (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	Pb COMUM TOTAL (%)	RAZÕES						RHO2	IDADES						CONC. <sup>3</sup>
						<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	
10.1	65	370	464	0.80	2.91	0.0615	0.0020	0.9273	0.0285	0.1094	0.0011	0.63	0.657	0.069	0.666	0.015	0.669	0.006	101
21.1	28	137	214	0.64	0.00	0.0635	0.0023	0.9587	0.0321	0.1096	0.0011	0.89	0.724	0.080	0.683	0.017	0.670	0.006	92
23.1	34	221	219	1.01	0.69	0.0617	0.0023	0.9607	0.0328	0.1130	0.0012	0.88	0.663	0.080	0.684	0.017	0.690	0.007	104
Descartados																			
1.1	26	135	188	0.72	0.28	0.0613	0.0035	0.8775	0.0440	0.1038	0.0013	0.46	0.650	0.126	0.640	0.024	0.637	0.008	97
2.1	25	136	178	0.77	0.25	0.0615	0.0035	0.8660	0.0445	0.1022	0.0013	0.27	0.655	0.124	0.633	0.024	0.627	0.008	95
20.1	24	133	163	0.82	1.09	0.0603	0.0035	0.8432	0.0437	0.1015	0.0013	0.18	0.613	0.126	0.621	0.024	0.623	0.008	101
19.1	24	148	173	0.86	0.52	0.0616	0.0037	0.8590	0.0461	0.1011	0.0014	0.53	0.660	0.135	0.630	0.026	0.621	0.008	94
11.1	34	236	237	0.99	1.00	0.0601	0.0045	0.8472	0.0571	0.1022	0.0015	0.01	0.609	0.158	0.623	0.032	0.627	0.009	103
4.1	55	205	416	0.49	3.75	0.0607	0.0027	0.8812	0.0353	0.1052	0.0012	0.01	0.630	0.096	0.642	0.019	0.645	0.007	102
18.1	54	409	364	1.12	4.22	0.0611	0.0022	0.8603	0.0279	0.1022	0.0010	0.22	0.642	0.078	0.630	0.015	0.627	0.006	97
3.1	102	234	828	0.28	4.31	0.0613	0.0016	0.8958	0.0212	0.1059	0.0009	0.74	0.651	0.055	0.649	0.011	0.649	0.005	99

## 6. GEOLOGIA ESTRUTURAL

### 6.1. DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL

#### 6.1.1. Complexo Granjeiro

As rochas do Complexo Granjeiro apresentam estruturação complexa com sobreposição de eventos policíclicos. São identificadas aos menos três fases deformacionais: duas de idade paleoproterozoica e a terceira neoproterozoica.

A primeira fase deformacional (S1) caracteriza-se pela geração do bandamento gnáissico característico das rochas TTG, com alternância de cores bem definidas pela variação mineralógica máfica e félsica, além de formação de dobras intrafoliais e geração de um lineamento mineral de direção E-W a SW-NE (Figura 6.1A e B).

A segunda fase, por sua vez, é admitida como contemporânea ao ciclo de deformação Transamazônico. Ribeiro e Vasconcelos (1991) caracterizam como estruturas geradas nesta fase a formação de clivagem de transposição e dobras isoclinais e intrafoliais sem raízes. Além destas características, esta fase de deformação metamorfisa a sequência vulcanossedimentar em fácies metamórfica anfíbolito e gera foliação de transposição migmatítica nos ortognaisses TTG, culminando com importantes fases anatexia em porções do complexo. Estas estruturas estão relacionadas ao desenvolvimento de uma tectônica tangencial, que responde também por estruturas assimétricas, do tipo S-C e boudins na foliação S1, quando dispostas em dobras isoclinais/intrafoliais. As formações ferríferas imprimem muito bem aspectos característicos dessa segunda fase deformacional (Figuras 6.2A a H).

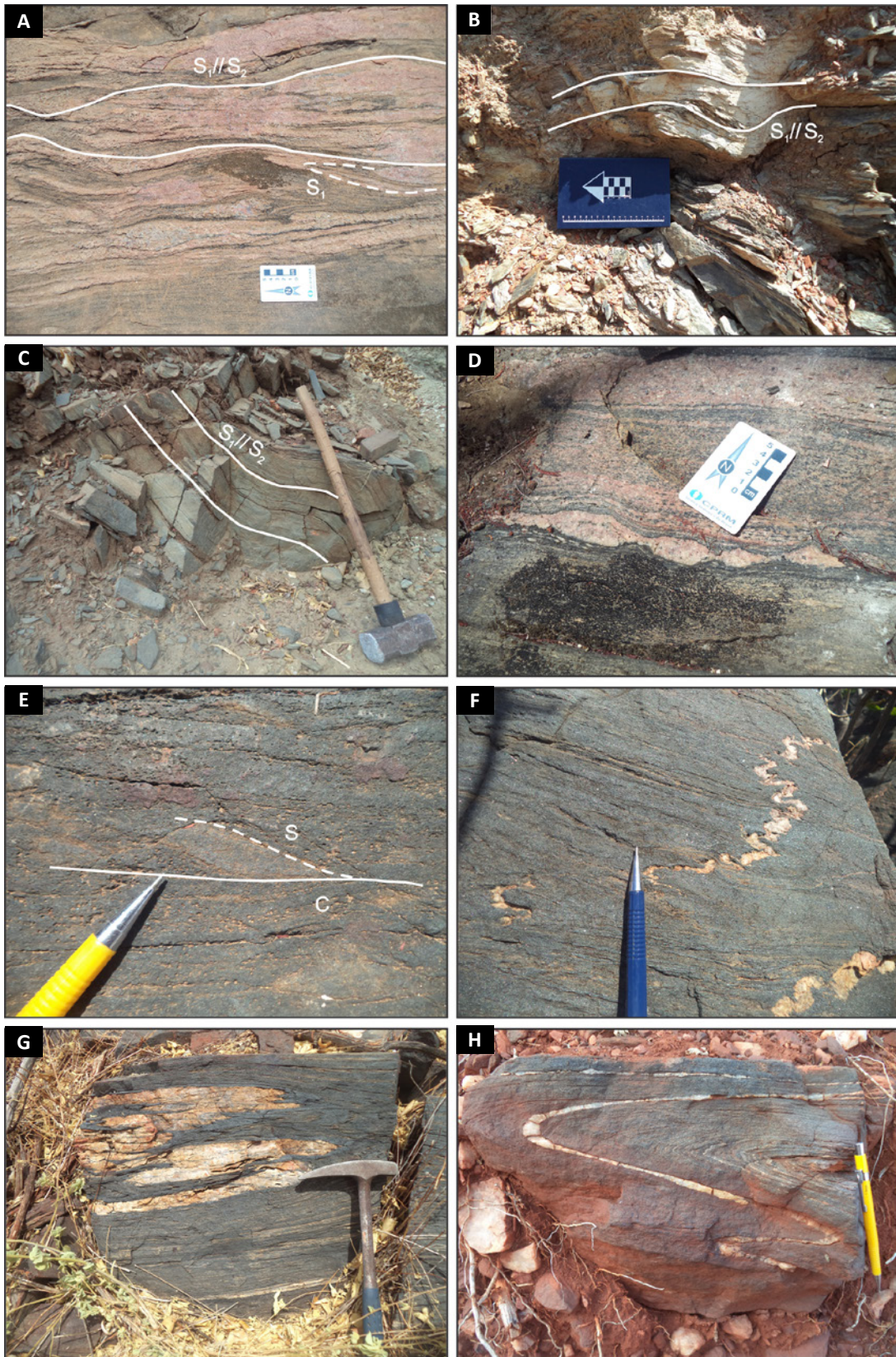
A análise macroestrutural da tectônica brasileira (Figura 6.3), terceira fase deformacional, mostra o Complexo Granjeiro afetado por grandes zonas de cisalhamento de direção NE que desenvolvem uma geometria em sigmoide, em resposta a uma atuação compressional regional de direção NW-SE. Estas grandes zonas também delimitam os contatos da sequência vulcanossedimentar e os ortognaisses TTG, paralelizando-os e verticalizando as foliações nas regiões próximas aos contatos. Estes cisalhamentos são extensões em splay do sistema de zonas do lineamento Pernambuco. Ribeiro e Vasconcelos (1991) associam a intrusão dos corpos granitoides da Supersuíte Itaporanga à movimentação transcorrente dextral dessas zonas que afetam o Complexo Granjeiro. As estruturas mais comuns dos afloramentos incorporam a direção NE das zonas de cisalhamento, com mergulhos médios a verticalizadas (quando próximas aos cisalhamentos). Ribeiro e Vasconcelos (1991) definem estruturas mais comuns associadas a esta fase de deformação, minidobras abertas a apertadas de estilo variável com caimento suave dos eixos para NE ou SW. Além disto, essas estruturas geralmente precedem as zonas de cisalhamento que, no entanto, podem também ser geradas de forma sin- a pós-tectônicas (Figuras 6.4A a H).

#### 6.1.2. Complexo Itaizinho

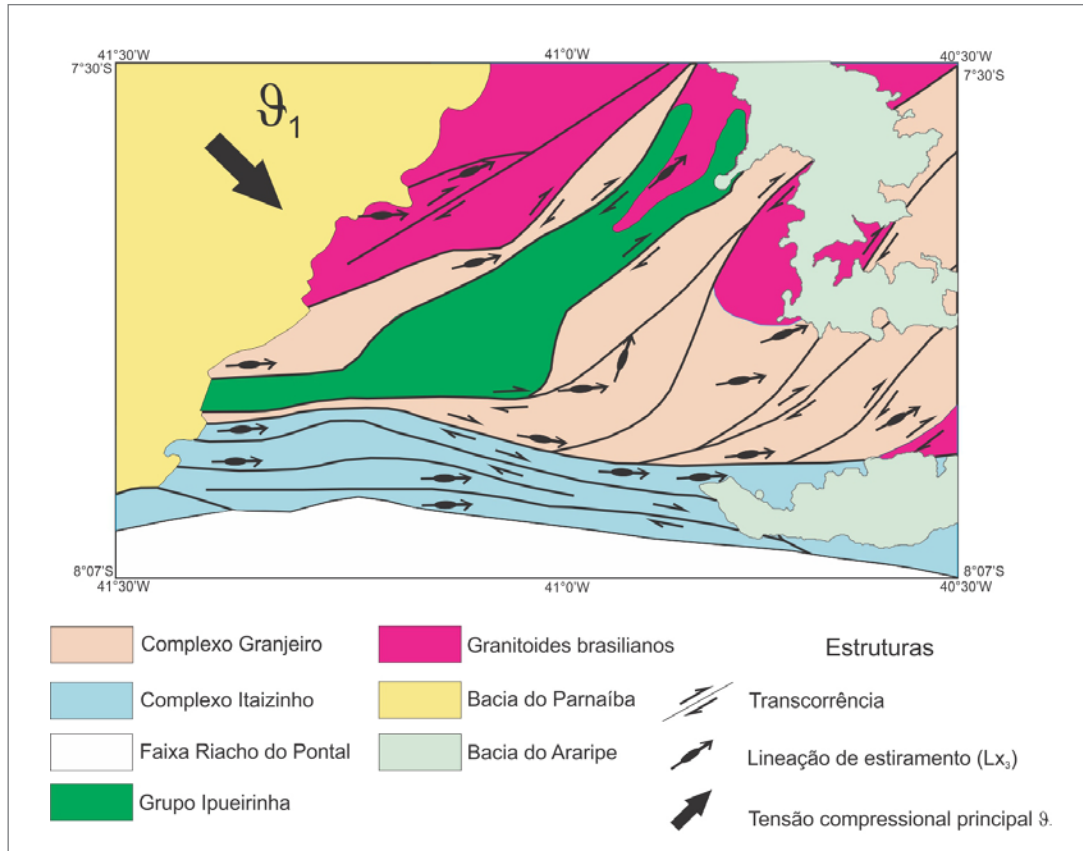
A deformação brasileira no Complexo Itaizinho é marcada por uma intensa transcorrência de direção E-W, onde o lineamento Pernambuco é a sua maior expressão. De modo geral, esta tectônica cisalhante



**Figura 6.1** - A) Detalhe do bandamento gnáissico característico da primeira fase deformacional S1, com alternância de minerais máficos e félsicos; B) Detalhe do acamamento S0 metamorfizado paralelo ao S1 dos sedimentos químicos das formações ferríferas.



**Figura 6.2** - A), B) e C) Conjunto de estruturas da família S2, com tectônica tangencial característica – paralelização com S1 – pode-se observar na imagem A) a foliação S1 paralelizada e transposta; D) Formação de boudin geradas pela ação de S2 sobre a foliação S1, por vezes rompendo seus flancos por estiramento; E) Formação de estruturas S-C, típicas da atuação da segunda fase deformacional; F) Feições de transposição entre as foliações S1 e S2, com geração de dobras intrafoliais; G) e H) Veios de quartzo em formações ferríferas marcando a transposição das duas primeiras deformações e formação de dobras isoclinais.



**Figura 6.3** - Arcabouço tectonoestrutural da porção norte da subárea Riacho do Pontal, com destaque do comportamento transcorrente cisalhante dextral dos complexos Granjeiro e Itaizinho. A imagem destaca as impressões das lineações de estiramento da terceira geração de deformação Lx3. Modificado de Ribeiro e Vasconcelos (1991).

oblitera as principais estruturas pré-existentes, sendo registrado, no entanto, resquícios relativos a primeira fase deformacional pretérita impressa nas rochas da sequência plutônica do Complexo Itaizinho, contemporânea ao evento Transamazônico e caracterizada por dobramentos apertados a isoclinais.

Ribeiro e Vasconcelos (1991) descrevem para a principal deformação brasileira uma foliação bem verticalizada gerada pela incidência de zonas de cisalhamento paralelas entre si e estreitamente espaçadas, limitando fatias de rocha transpostas. Nos ortognaisses e supracrustais afetadas pela transposição brasileira desenvolve-se uma foliação (bandamento) milonítica, com forte estiramento mineral sub-horizontalizado. Ribeiro e Vasconcelos (1991) também afirmam que estas lineações minerais são paralelas aos eixos de mesodobras e de microcrenulações, com caimento suave para E ou W (Figuras 6.5A a F).

Em uma fase tardi a pós-tectônica brasileira, as grandes discontinuidades estruturais relativas às zonas de cisalhamento pré-existentes são reativadas de forma predominantemente rúptil de forma tratativa, gerando espaços à deposição de sedimentos imaturos, derivados do próprio complexo, além de sedimentação associada a vulcanismo.

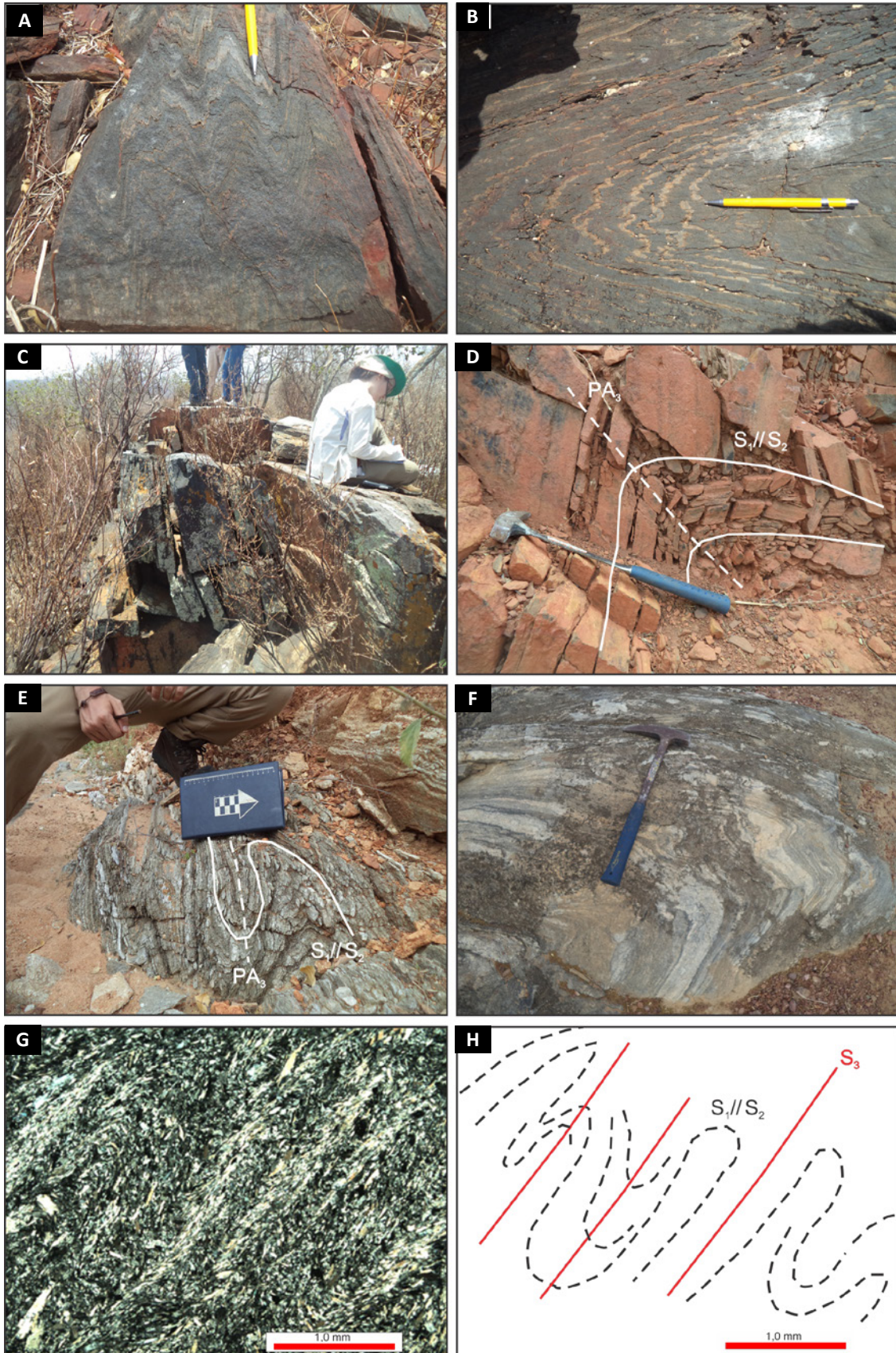
### 6.1.3. Grupo Ipueirinha

O Grupo Ipueirinha apresenta geometria sigmoidal decorrente da influência dos grandes lineamentos que limitam a Zona Transversal: Pernambuco (a sul) e Patos (a norte). A atual estruturação desta unidade se desenvolveu a partir de quatro fases de deformação, especialmente registradas nas litologias mais pelíticas do pacote metassedimentar. Destaca-se nesta unidade o paralelismo entre a estratificação rítmica S0 e a foliação principal S1 (Figura 6.6A), penetrativa, gerada durante a primeira fase de deformação (D1). S1 muitas vezes é acompanhada por exsudações de quartzo que acentuam o estilo das dobras da deformação posterior (D2), principalmente no Membro Vereda.

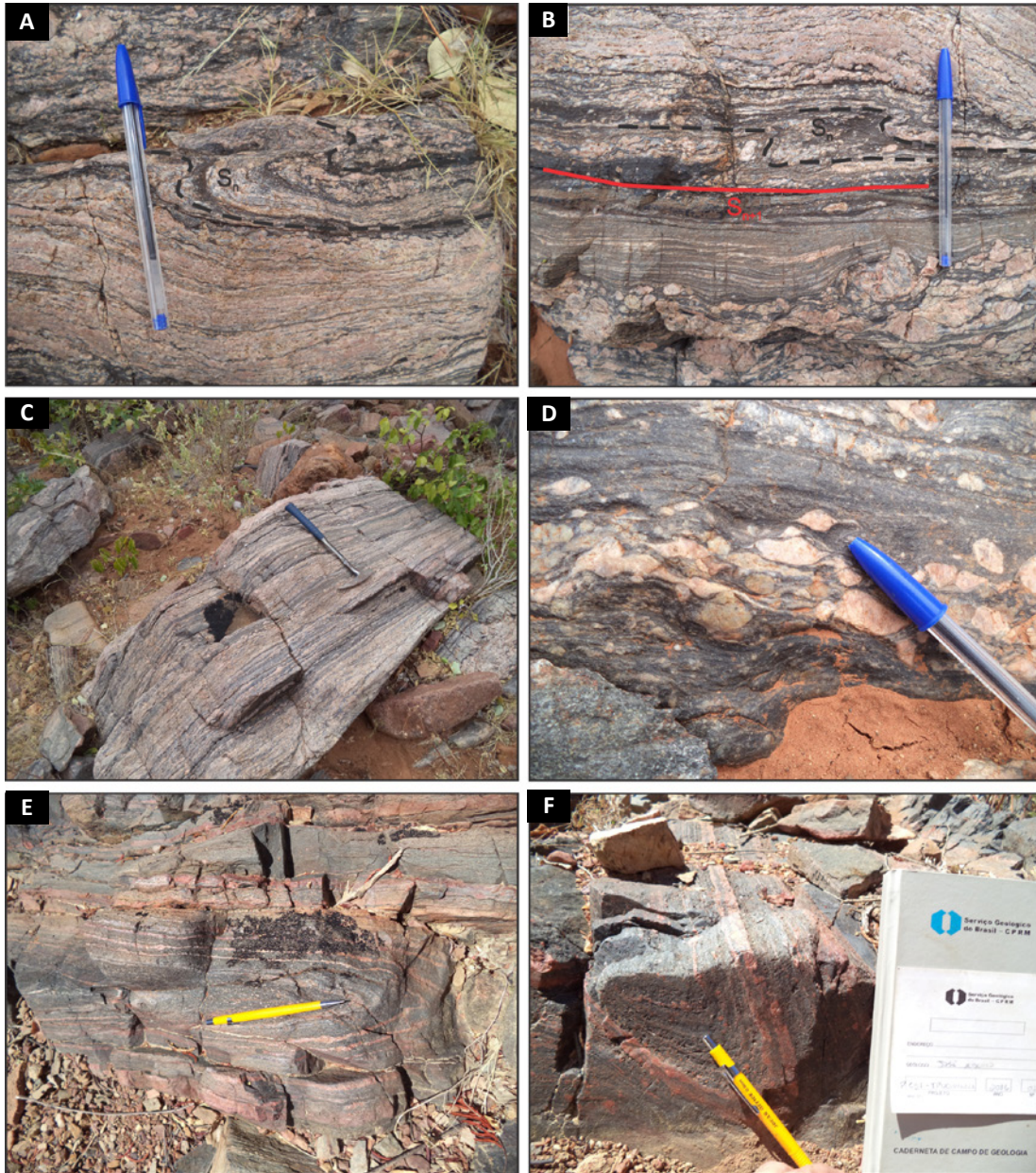
A segunda fase de deformação (D2) está representada por uma foliação de crenulação S2 (Figura 6.6B) associada ora a dobras centimétricas ora a dobras apertadas a isoclinais (Figura 6.6C). Associados a esta deformação têm-se sinformes e antifformes de escala quilométrica com plano axial de direção E-W e NE-SW e vergência variável, predominando nos sentidos sul e sudeste.

A deformação D3 é determinante para a estruturação final da unidade, e está intimamente associada à fase de tectônica direcional e escape lateral de massa que sucedeu





**Figura 6.4** - A) e B) Minidobras em “M” marcando dobramento de fase S3; C) Formação de mergulhos verticalizados em função da atividade de zonas de cisalhamento brasileiras, afetando a estruturação do Complexo; D) Dobra aberta de plano axial de terceira geração afetando as foliações pré-existentes; E) Situação análoga a da figura (D), porém com dobramento mais fechado; F) Formação de dobras em “M” na escala mesoscópica; G) Fotomicrografia dos aspectos texturais e estruturais gerais das rochas ultramáficas, aumento 4x; H) Esquema de distribuição das relações entre a transposição de foliação da fotomicrografia.

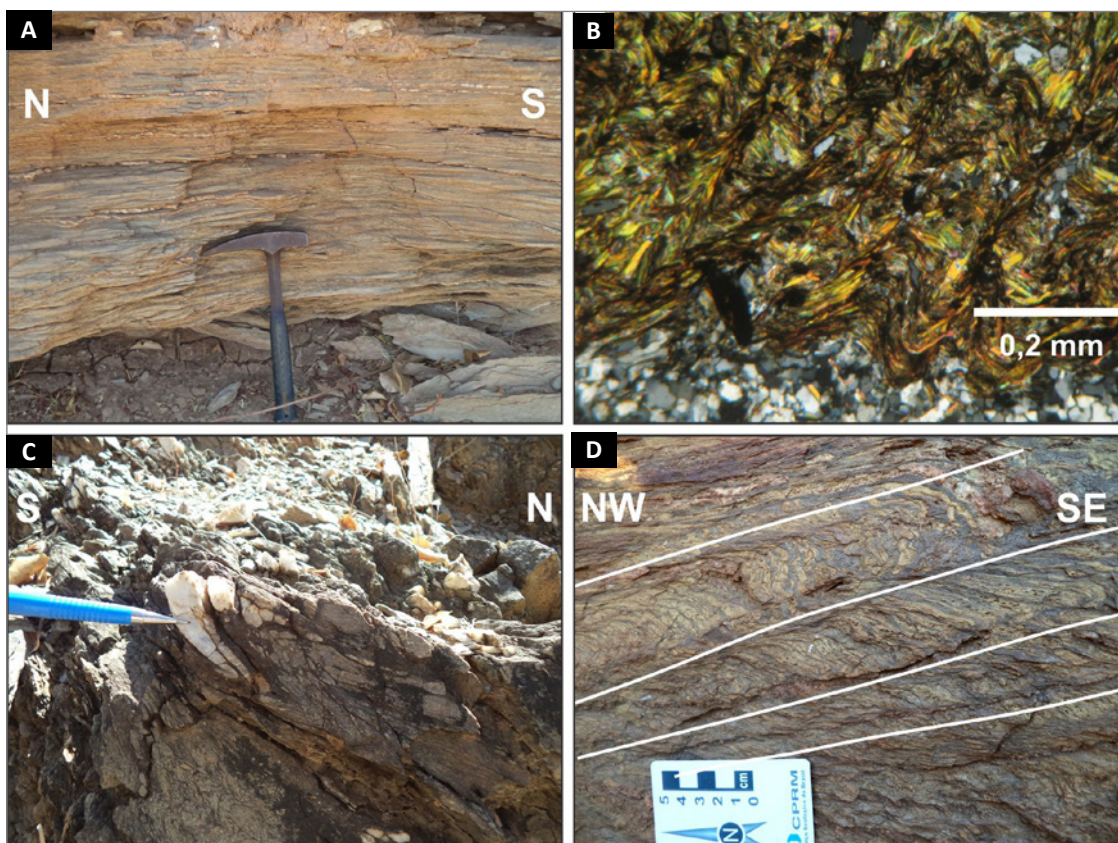


**Figura 6.5** - A) e B) Detalhe das relações entre as principais foliações das rochas. A foliação  $S_{n+1}$  dobra a foliação  $S_n$  pré-existente com uma variação entre dobras apertadas a isoclinais; C) Aspecto geral da foliação  $S_{n+1}$ ; D) Deformação dos porfiroclastos de K-feldspato e cristalização de K-feldspato secundário, além de rotação sin-cinemática e formação de sigmoides; E) e F) Variação da característica de dobras entre as deformações. O  $S_n$  é dobrado de forma apertada a isoclinal.

o evento de colisão continental na Província Borborema; fase essa que gerou as zonas de cisalhamento E-W de escala continental (Patos e Pernambuco), conectadas por zonas de cisalhamento menores de direção NE-SW. O próprio contato entre o Grupo Ipueirinha e o embasamento arqueano-paleoproterozoico é dado por grandes zonas de cisalhamento dextrais associadas a esta fase de deformação. Assim, D3, que tem caráter transcorrente, gerou foliações S/C e foliações miloníticas de alto ângulo, especialmente nas proximidades das zonas de cisalhamento que truncam a unidade a norte e a sul. Esta deformação frequentemente causa a paralelização ou até mesmo a obliteração das fases de deformação pretéritas registradas pelo Grupo Ipueirinha.

A deformação D4 é representada por dobras abertas, com plano axial de direção NW-SE e mergulho para NE. Por vezes, esta deformação está registrada somente por sua foliação plano-axial (Figura 6.6D), ou ainda, se faz visível apenas em lâmina delgada, onde dobramentos D2 e D4 geram padrões de interferência do tipo 3. Ao contrário das fases de deformação anteriores, D4 encontra-se registrada apenas na porção leste do Grupo Ipueirinha, e não está paralelizada ou rotacionada pelo cisalhamento regional.

Além das fases de deformação dúctil, o Grupo Ipueirinha apresenta registros de deformação rúptil tardia tais como veios de quartzo (com carbonato associado), e tension gashes de direção NE-SW distribuídos ao



**Figura 6.6** - Feições estruturais do Grupo Ipueirinha: A) Foliação S1 paralela à laminação rítmica S0; B) Foliação de crenulação S2 observada ao microscópio óptico de luz transmitida (sob nicóis cruzados); C) Dobra apertada com vergência para sul marcada por nível quartzoso; D) Foliação S4 cortando a foliação pretérita S1//S0 já crenulada por D2.

longo de pequenas zonas de cisalhamento NW-SE. Os tension gashes descritos se desenvolveram em um campo de tensões distinto daquele atribuído à fase de escape lateral D3, e semelhante àquele que originou as feições dúcteis de D4.

O Grupo Ipueirinha é ainda cortado por diversos veios de quartzo, em quase sua totalidade não mapeáveis em escala 1:50.000, exceto por um deles na porção NE da unidade, que se estende por mais de 10 Km na direção NE-SW. Este veio, de cor branca e formado por quartzo leitoso, se caracteriza por apresentar disseminações de magnetita e óxidos não magnéticos, bem como películas de cor escura semelhantes a sulfetos oxidados.

## 6.2. FAIXA RIACHO DO PONTAL (DOMÍNIO MERIDIONAL)

Segundo Angelim (1988) e Gomes e Vasconcelos (1991), a deformação na Faixa Riacho do Pontal pode ser dividida em quatro eventos com quatro fases de deformação, as quais discriminadas na Tabela 6.1 e ilustradas na Figura 6.7A. Na Figura 6.7B pode ser observada a evolução geológica proposta pelo projeto para a Faixa Riacho do Pontal.

A Fase D1 é representada por estruturas tangenciais com vergência para SSW e SSE. É caracterizada pela formação da foliação S1 paralela a S0 como pode ser observado em metarritimitos das sequências metavulcanossedimentares. Pode ser vista em dobras F1 com planos axiais paralelos a S1, dobras intrafoliais isoclinais em veios de quartzo ou no S0. O metamorfismo nesta fase da deformação pode ter atingido até a fácies anfibolito baixo, com a paragéense grana+biotita+muscovita+quartzo em metapelitos.

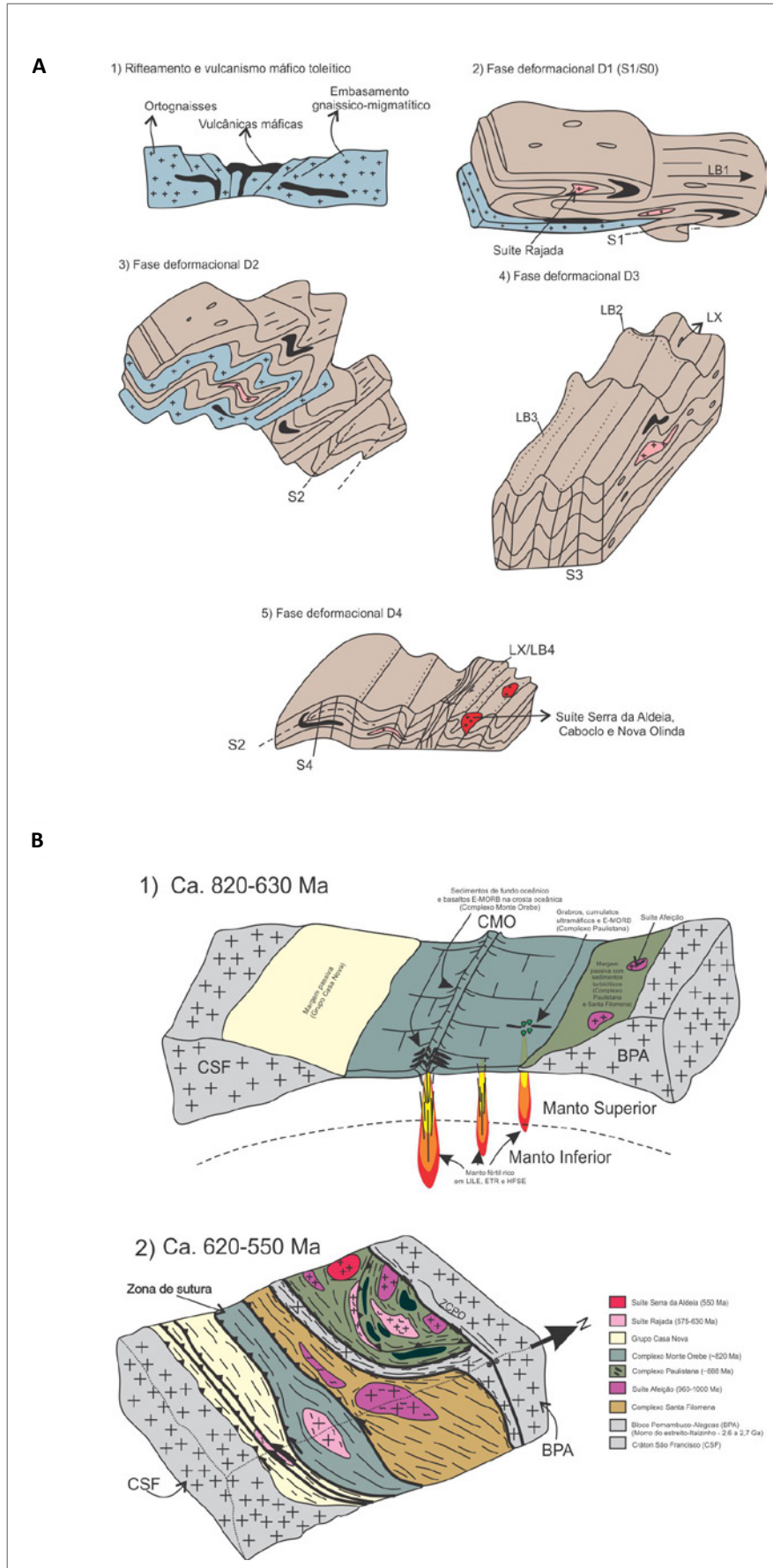
A fase D2 é caracterizada pela formação de uma crenulação S2 paralela a planos axiais isoclinais ou mesmo S1 paralelo a S0. A colocação dos leucogranitos da Suíte Rajada ocorre nesta fase, onde os corpos graníticos cavalgam o pacote das sequências metavulcanossedimentares dos complexos Santa Filomena e Paulistana. Nesta fase ocorreu a formação de lineação L2 down dip. O metamorfismo nesta fase pode ter chegado a condições de fácies anfibolito alto, onde há formação de estauroлита.

A fase D3 representa uma progressão da fase D2, onde há a formação de clivagens de crenulação, com planos mergulhando para NE ou SW.

A fase D4 ocorreu em regime transcorrente e ocasionou a formação de zonas de cisalhamento com cinemática dextral, com direção E-W. Nesta fase ocorre

**Tabela 6.1 -** Fases deformacionais na Faixa Riacho do Pontal.

	DEFORMAÇÕES	UNIDADES	METAMORFISMO	IDADE	ESTRUTURAS	MAGMATISMO
Evento 1	01	Complexo Morro do Estreito e Itaizinho	Anfibolito superior	Arqueano/ Paleoproterozoico	Bandamento gnáissico, transposição migmatização	Granodioritos e tonalitos
Estágio Rifte - Mar Vermelho - Oceano	02	Deposição de supracrustais (Paulistana, Santa Filomena, Monte Orebe e Casa Nova)	Ausente	Toniano	Falhas normais?	Vulcanismo máfico Paulistana e Monte Orebe
Evento 2	03	Complexos Santa Filomena, Paulistana, Monte Orebe e Casa Nova)	Xisto verde a anfibolito superior	Toniana? Cariris Velhos	Xistosidade (Sn), lineação de estiramento <i>down dip</i> a oblíqua, crenulação (Sn+1) Megadobras normais, dobras simétricas (Sn+2); Vergência N-NW	Suíte Afeição
Evento 3	04	Complexo Morro do Estreito e Itaizinho, Supracrustais (Santa Filomena, Paulistana, Monte Orebe e Casa Nova)	Fácies xisto verde e anfibolito	Brasiliana	Dobras abertas e apertadas (Sn+3); Vergência S-SW/S-SE; cisalhamento transcorrente; foliação milonítica (Sn+4); lineação de estiramento horizontal e falhas transcorrentes	Suíte Rajada, veios pegmatíticos e veios de quartzo
Evento 4	04 final	Suites Serra da Aldeia, Caboclo, Massapê e diques regionais	Ausente	Cambriano	Falhas normais e diques	Plutons pós-colisionais, veios de quartzo N50E e diques regionais diabásio



**Figura 6.7** - A) Fases de deformação da Faixa Riacho do Pontal (ANGELIM, 1988; GOMES e VASCONCELOS, 1991). B) Evolução geológica da Faixa Riacho do Pontal, conforme sugerida pelo presente trabalho.

intensa milonitização de rochas ao longo da zona de cisalhamento, que nos corpos graníticos porfiríticos da Suíte Afeição responde pela formação de augen gnaisses. Nas zonas de cisalhamento ocorrem crenulações sub-verticais, dobras abertas e S2 vertical.

Segundo Vauchez e Egyidio-Silva (1992), as condições de temperatura e pressão na Zona de Cisalhamento Pernambuco podem ter ficado entre 630-700° C e 6 kbar, com fácies metamórfica entre anfibolito alto e granulito, com formação de sillimanita e fusão parcial.

### 6.2.1. Complexos Paulistana e Santa Filomena

Nos domínios dos complexos Paulistana e Santa Filomena foram cartografados principalmente micaxistos com abundância em muscovita, biotita, sillimanita, granada e estauroлита. Apresentam xistosidade bem definida e podem aparecer também migmatizados em baixo e alto grau de fusão parcial. Intercalados aos micaxistos ocorrem de forma subordinada quartzo xistos, (turmalina)-muscovita quartzitos, metacherts (turmalinitos), lentes de rochas metamáficas e metaultramáficas. Em meio a esse contexto são ainda registradas injeções de granitos porfiríticos da Suíte Afeição, sheets de granitos peraluminosos do tipo S da Suíte Rajada e intrusões tardias da Suíte Serra da Aldeia, além de lascas do embasamento tectonicamente imbricadas.

Nos micaxistos ocorrem feições de deformação de estiramento mineral impressos principalmente por biotita, sillimanita, quartzo e feldspato. As lineações L1 e L2 de estiramento apresentam caimento que variam de 15° a 38° para NW e NE (Figuras 6.8A e 6.8B). Também ocorrem dobras fechadas inversas em S com eixos geralmente caindo para SE, NW e NE (Figura 6.8C).

Em afloramentos de granada anfibolitos, que ocorrem associados aos micaxistos do Complexo Santa Filomena, foram registrados padrões de dobramento em M e Z e texturas do tipo Garbenschiefer, estas últimas geralmente próximas às zonas de maior intensidade de deformação do cisalhamento (Figura 6.8D e 6.8E). Tal textura caracteriza-se pela disposição randômica de porfiroblastos de hornblenda.

As lentes de rochas metaultramáficas do Complexo Paulistana mostram pelo menos duas fases de deformação (S2 e S3) caracterizadas por uma fase de dobramento mais penetrativo e outra de crenulação (Figura 6.8F).

Os dados levantados neste trabalho corroboram para uma tectônica de empurrão nos complexos Santa Filomena e Paulistana (Figura 6.9). As lineações de estiramento, em planos de foliações S1 de baixo ângulo mergulhando para NW ou NE, apresentam caimento para NW e NE e indicam uma mudança no sentido do transporte tectônico no Complexo Paulistana.

As foliações S1 das rochas do Complexo Santa Filomena apresentam uma vergência centrífuga bem peculiar, podendo ter resquícios de feições com origem em outro ciclo de deformação.

As lineações de estiramento auxiliam na determinação de zonas de cisalhamento contracionais que limitam o Complexo Paulistana das rochas do seu 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 em granada anfibolitos pode se dar por deformação dúctil seguida de recristalização em subgrãos ou deformação frágil seguida de crescimento, como também estar associada à presença de fluidos em zonas de cisalhamento, onde esse tipo de textura é comumente descrito.

As rochas dos complexos Paulistana e Santa Filomena apresentam deformações desenvolvidas em regime dúctil retratadas por dobramentos de suas litologias, assim como processos de migmatização que devem estar relacionados à formação dos granitos tipo S da Suíte Rajada.

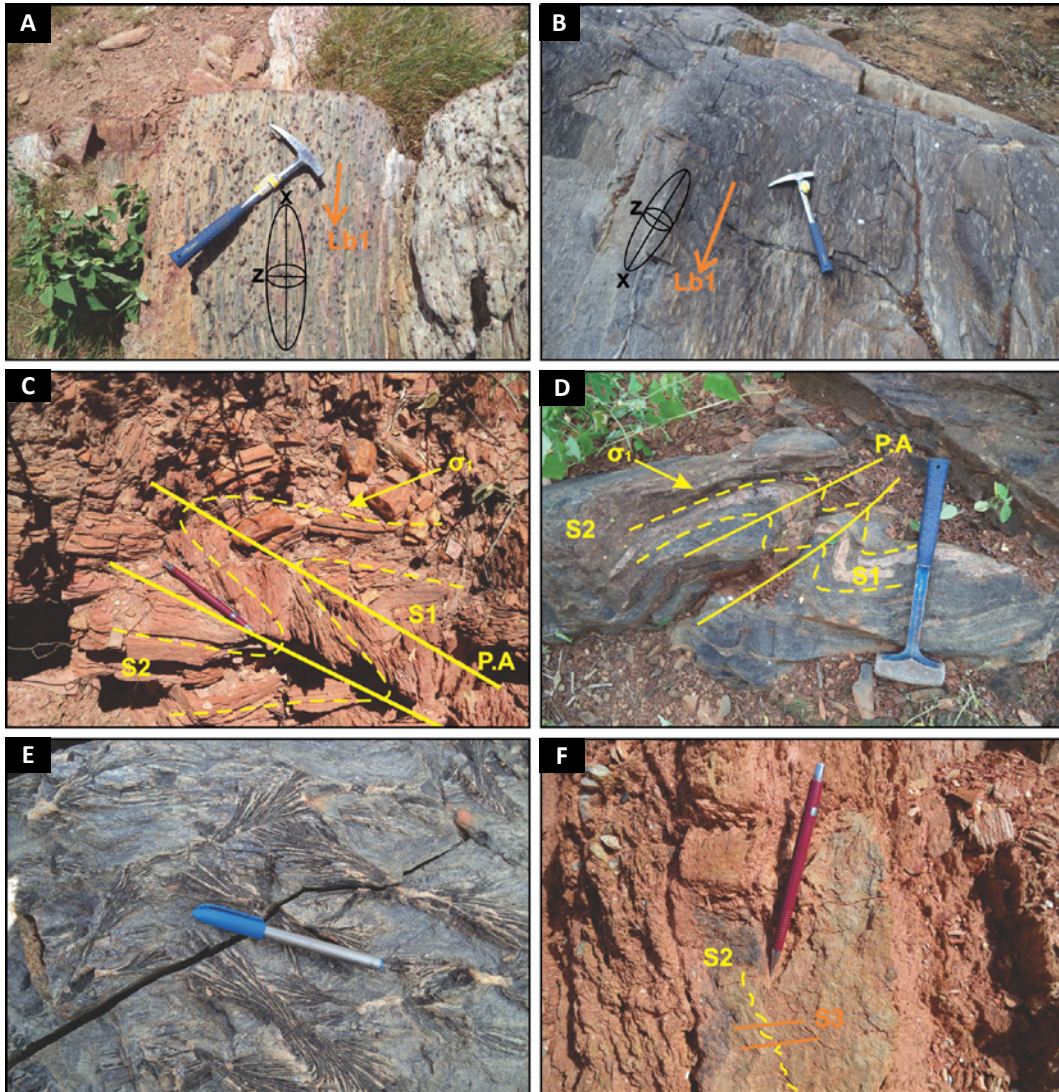
### 6.2.2. Complexos Brejo Seco e Monte Orebe

Com a integração dos dados em diferentes escalas de observação, tornou-se possível a elaboração de um modelo de evolução estrutural e tectônico, segundo o qual, a estruturação dos complexos estudados é resultante da movimentação de blocos litosféricos, induzida por um regime tectônico convergente oblíquo durante a orogênese Brasileira. Os complexos Brejo Seco e Monte Orebe apresentam estruturas predominantemente com direções NE-SW e E-W (Figura 6.10).

O arcabouço estrutural dos complexos acima descritos é caracterizado por um sistema de zonas de cisalhamento, com direções NNE-SSW e mais restritamente E-W, com cinemática predominantemente dextral. Neste sistema ocorrem dobras fechadas a isoclinais, com planos axiais de mergulhos subverticais, foliações miloníticas, bandas de cisalhamento, foliação de transposição e frequentes dobras de arrasto.

É comum a ocorrência de veios de quartzo paralelos com a foliação, dobrados, boudinados, mostrando boudins com sombras de pressão, sugerindo micro cisalhamentos. Localmente mostram microfalhas, micro-dobras abertas e apertadas (Figura 6.11).

Foram registradas dobras apertadas a isoclinais com planos axiais variando de 180/70 a 150/40, além de dobras associadas a bandas miloníticas com direção E-W, transpondo foliação pretérita. Esta última é paralela ao bandamento gnáissico com direção NNE-SSW presente nas supracrustais do Complexo Brejo Seco. As lineações LB1 são representadas por estiramentos



**Figura 6.8** - A) e B) Micaxistos apresentando estiramento mineral; C) Dobras fechadas inversas em S em micaxisto do Complexo Paulistana; D) Granada anfibolito apresentando dobramento em M e Z; E) Textura do tipo Garbenschiefer em granada anfibolito do Complexo Santa Filomena; F) Rocha metaultramáfica apresentando crenulação.

de agregados quartzosos, ribbons de quartzo, cordieritas, granadas, alinhamentos de lamelas de biotita e de minerais prismáticos.

No Complexo Monte Orebe é possível descrever eventos da fase de deformação D1, representados pela paralelização de S1 e S0 preservados em metarritmitos. Podem ocorrer dobras com planos axiais S3, dobras intrafoliais isoclinais dados por veios de quartzo ou mesmo S0. A formação de clivagem de crenulação, com planos mergulhando para NE e SW, nos xistos do Complexo Monte Orebe evidenciam a fase de deformação D3.

A deformação da fase D4, representada por zonas de cisalhamento transcorrente com cinemática dextral, rege a estruturação preferencial no Domínio Meridional, onde ocorrem os complexos Brejo Seco e Monte Orebe. É comum ocorrências desse tipo de cisalhamento no interior do Sinforme de Monte Orebe.

O retrometamorfismo nas rochas máficas e ultramáficas dos complexos Brejo Seco e Monte Orebe, que gerou rochas do tipo actinolita xistos, talco-clorita xistos, tremolita-clorita xistos e muscovita-clorita-quartzo filitos, pode ter ocorrido devido a elevada intensidade de deformação das zonas de cisalhamento. A predominância de transportes tectônicos para NE-NW no Sinforme de Monte Orebe, determina uma dupla polaridade de vergências. Essa polaridade pode ter sido dada pela interação de dois blocos de colisão, comprimindo a sequência intermediária, gerando dobramentos e empurrões. Já os estiramentos tectônicos de direção ENE-WSW podem ser explicados pelo deslocamento lateral dos blocos subordinados à compressão (Figura 6.12).

A fase de deformação rúptil é representadas por fraturas e falhas que deslocam corpos de metavulcânicas ao longo dos complexo

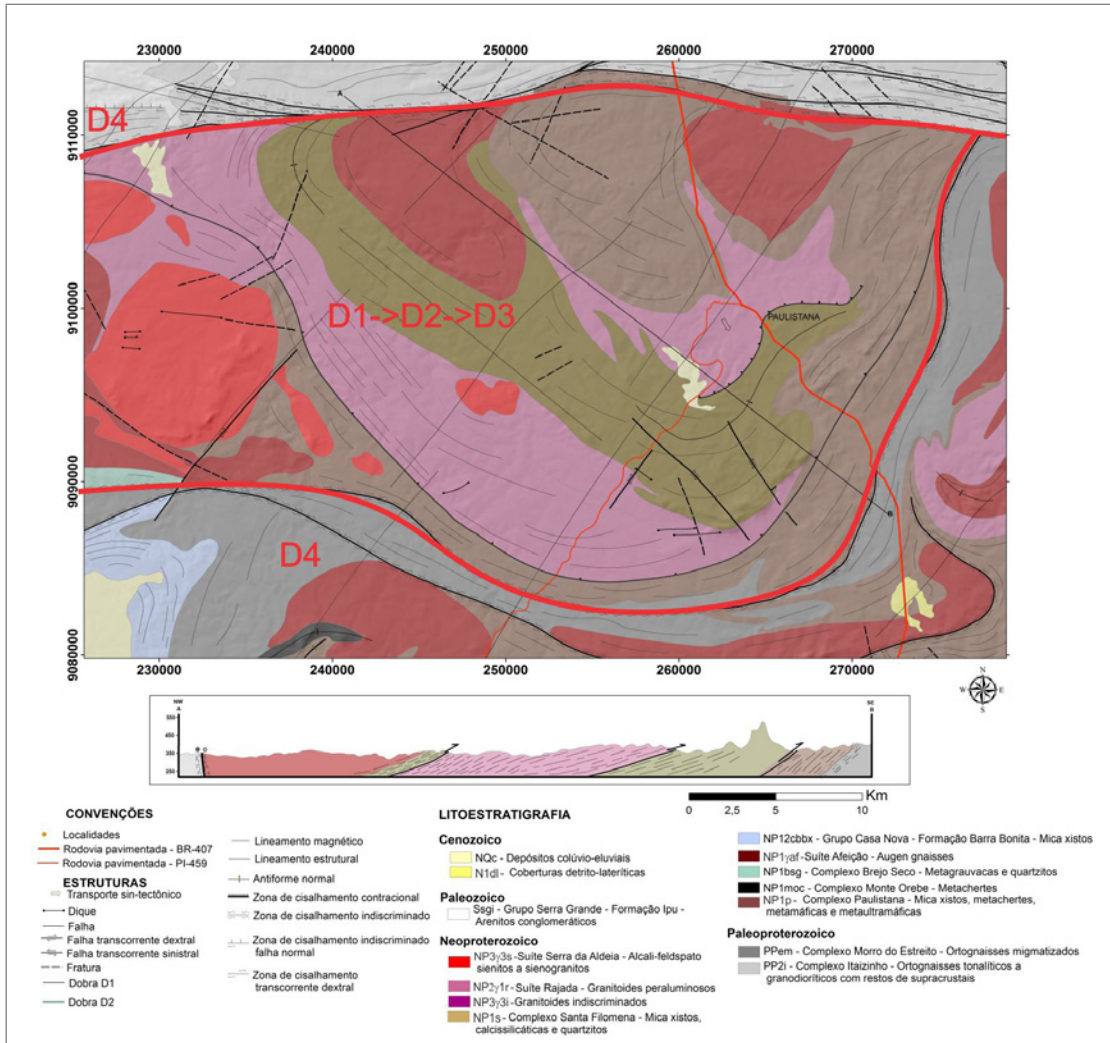


Figura 6.9 - Mapa geológico-estrutural dos complexos Paulistana e Santa Filomena e adjacências (adaptado de Gomes e Vasconcelos 1991).

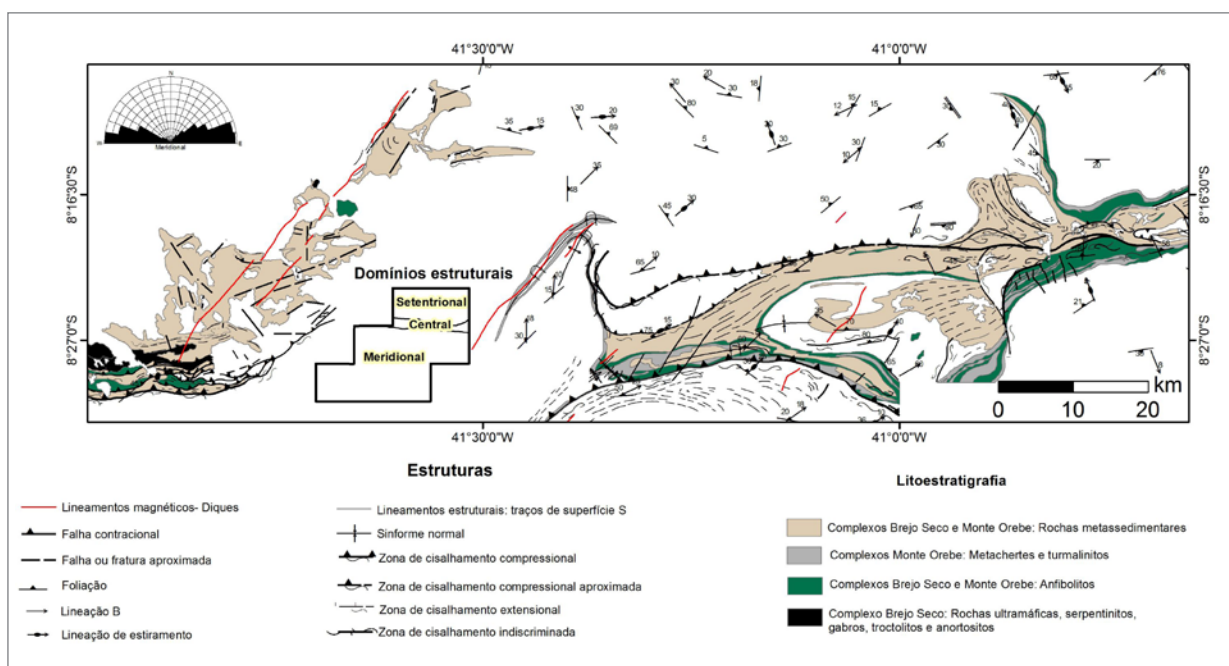
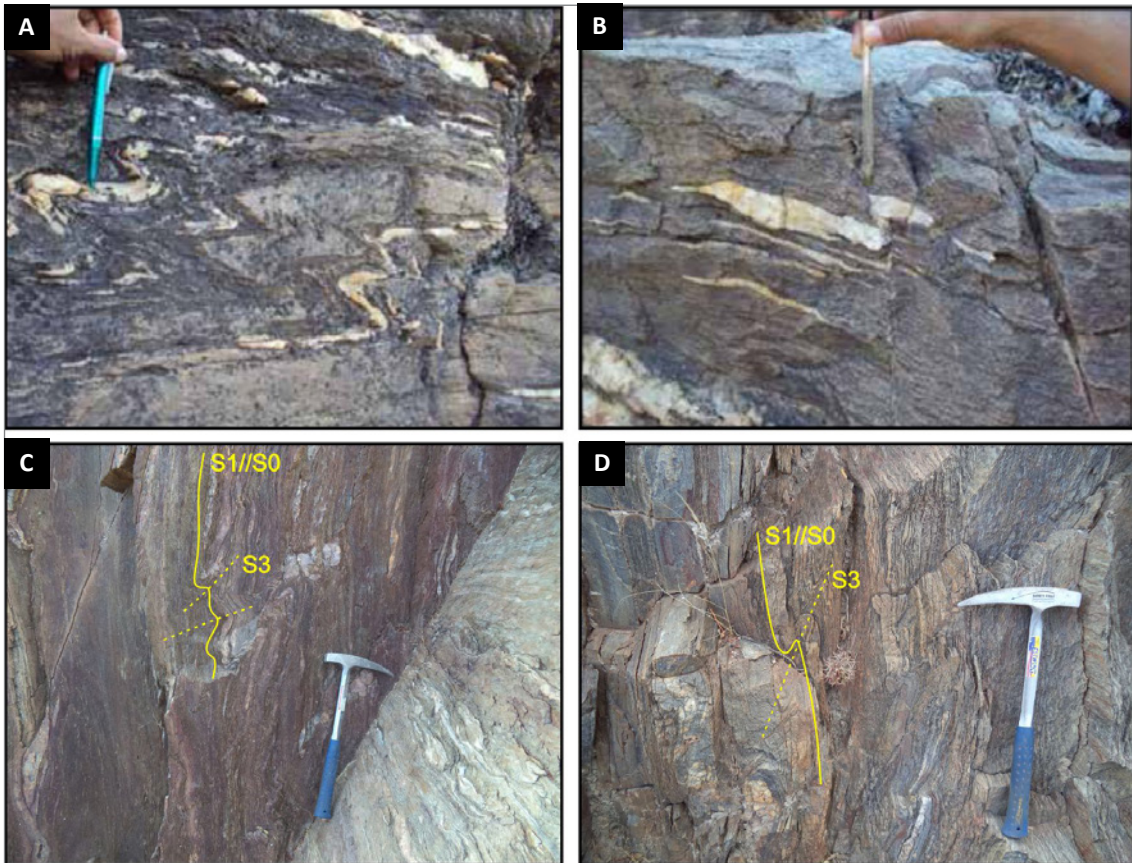
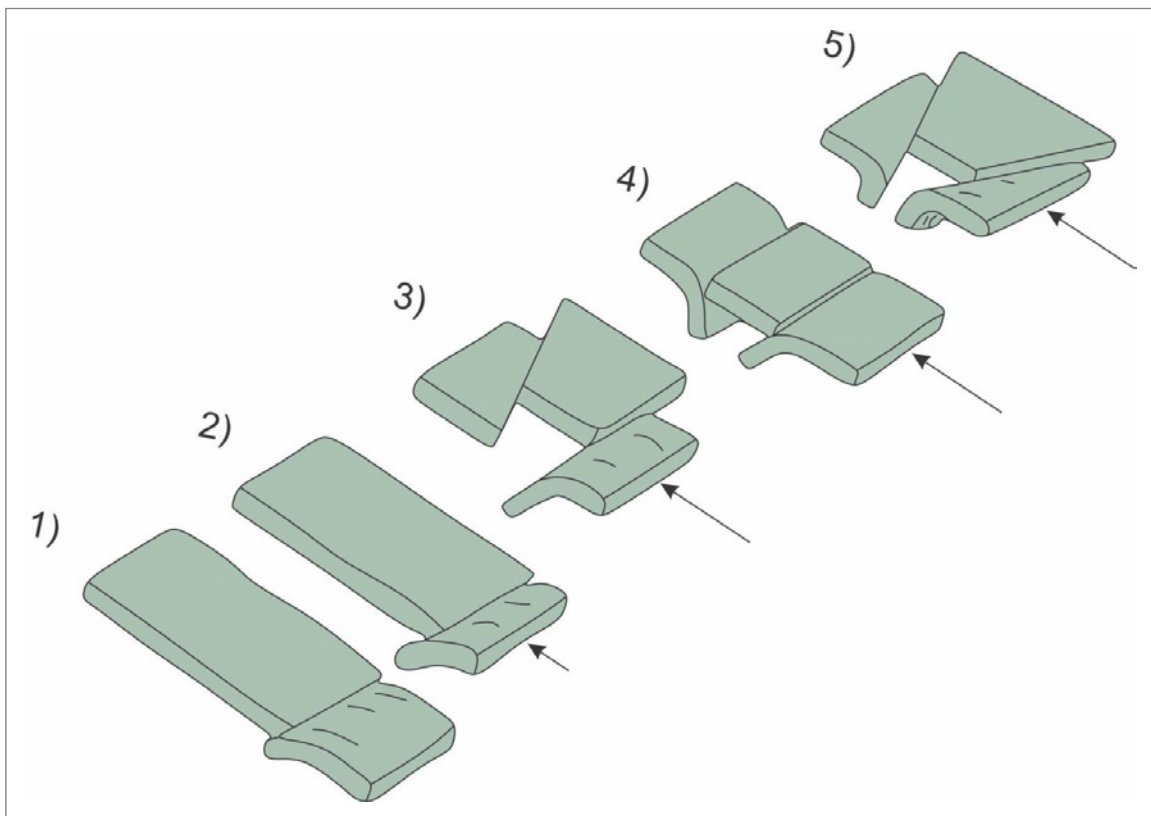


Figura 6.10 - Mapa geológico-estrutural dos complexos Brejo Seco e Monte Orebe.





**Figura 6.11** - A) Veios de quartzo apresentando dobras assimétricas; B) Veio de quartzo apresentando falha dextral; C) e D) S1//S0 em metarritmos.



**Figura 6.12** - Fases de colisão de blocos na Faixa Riacho do Pontal.

## 7. GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

### 7.1. INTRODUÇÃO

Neste capítulo são discutidas especificamente as características geoquímicas da subárea Riacho do Pontal e adjacências, localizada no Domínio Meridional da Província Borborema, cujo levantamento está atrelado a um programa de geoquímica prospectiva de amplitude maior na borda norte-noroeste do Cráton São Francisco, onde se insere a área foco do presente trabalho. Corresponde ao "Projeto Integração Geológica e Recursos Minerais das Faixas Marginais da Borda Norte-Noroeste do Cráton São Francisco". Esse levantamento geoquímico, além da própria Faixa Riacho do Pontal, abrange também partes do Cráton São Francisco, a Faixa Dobrada Rio Preto, localizada a oeste da Faixa Riacho do Pontal, e terrenos do Domínio da Zona Transversal da Província Borborema (Figura 7.1).

O levantamento geoquímico foi integralmente finalizado em 2015 e teve como foco complementar a área de amostragem realizada entre os anos de 2008 e 2013, em parte dos segmentos supracitados.

Os dados relativos a esses levantamentos estão atrelados ao mapeamento geológico-geoquímico de 19 folhas na escala 1:100.000, aos quais se incorporam dados do Programa Fosfato Brasil e do Projeto Médio São Francisco, ambos também realizados pela CPRM, constituindo todo esse acervo instrumentos de fomento e subsídios à pesquisa mineral, assim como fonte de informações para estudos do arcabouço geológico e da metalogenia.

O levantamento geoquímico finalizado em 2015 abrangeu oito (8) folhas cartográficas na escala 1:100.000, onde foram coletadas 1673 amostras de sedimentos de corrente em estações previamente programadas, das quais 164 delas tiveram coletas duplicadas. As folhas selecionadas para esse trabalho foram:

Simões – SB.24-Y-C-VI, Patos – SB.24Y-C-V, Santa Filomena – SC.24-V-A-III, Paulistana – SC.24-V-A-II, Afrânio – SC.24-V-A-V, Barra do Bonito – SC.24-V-A-IV, Cabeça no Tempo – SC.23-X-C-VI e Cristalândia do Piauí – SC.23-Y-B-VI.

As amostras dos demais projetos para estudos integrados ligados ao levantamento geoquímico regional da borda norte-noroeste do Cráton São Francisco incluem 1848 alíquotas de sedimento de corrente com 243 duplicatas de campo e são relativos aos projetos de mapeamento geológico-geoquímico e de recursos minerais das folhas Avelino Lopes – SC.23-Z-A-III, Barragem – SC.23-X-B-VI, Peixe – SC.23-X-D-I, São Raimundo

Nonato – SC.23-X-D-II, Bom Jardim – SC.23-X-D-III, Fronteiras – SB.24-Y-C-III, Riacho Queimadas – SC.24-V-A-I, Mansidão – SC.23-Z-A-V, Rio Paraim – SC.23-Z-A-IV, Parnaíba – SC.23-Z-A-I e Curimatá - SC.23-Z-A-II. Para este projeto foram ainda incluídas 64 alíquotas de sedimento de corrente com sete (7) duplicatas de campo do Projeto Fosfato no Brasil e 551 alíquotas de sedimento de corrente com 52 duplicatas de campo do Projeto Médio São Francisco, totalizando 4136 alíquotas com 466 duplicatas.

### 7.2. MÉTODO DE TRABALHO

O planejamento da amostragem nas diversas microbacias baseou-se na sua distribuição regional, sendo englobada a diversidade de tipos litológicos. A distribuição das estações de amostragem obedeceu aos critérios determinados pela metodologia de mapeamento geoquímico dos levantamentos geológicos regionais realizados pela CPRM.

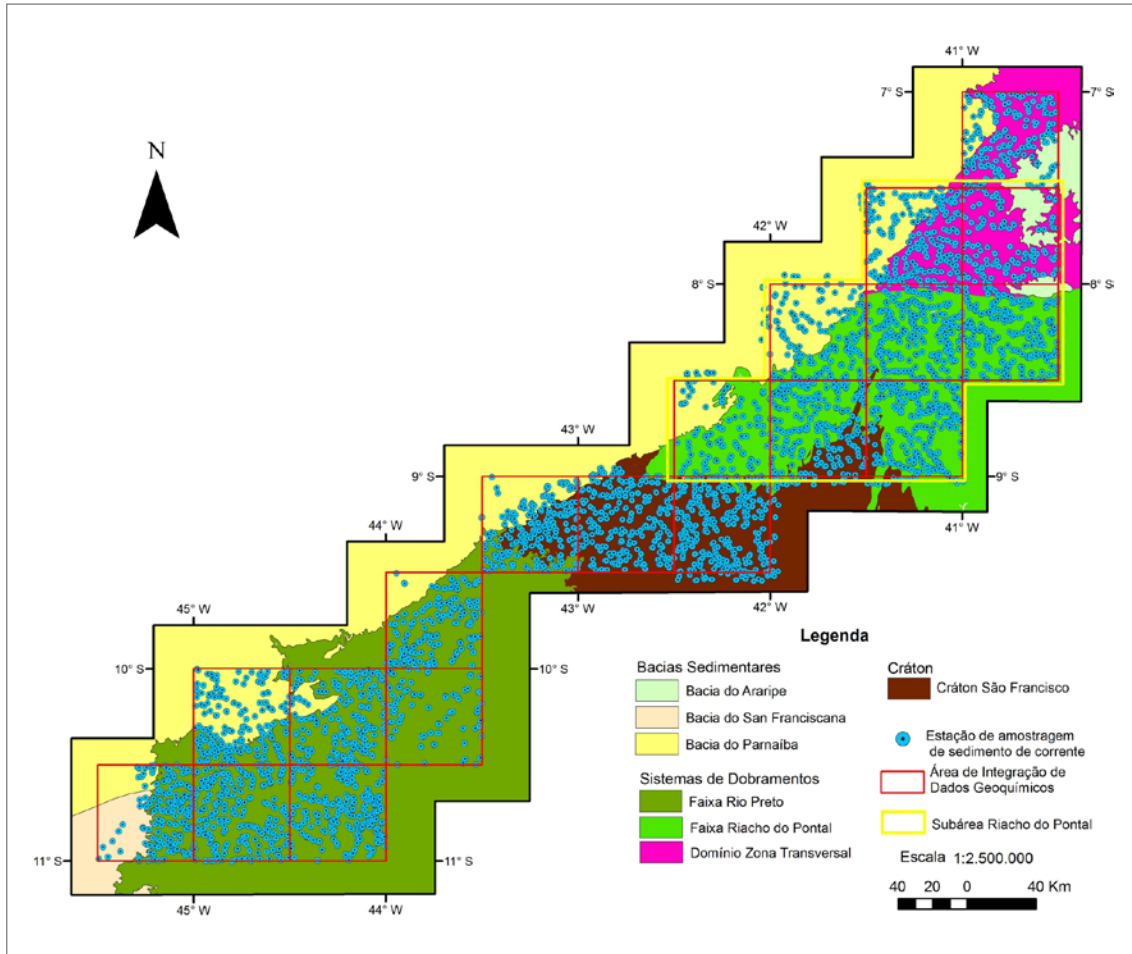
As amostras de sedimento ativo de corrente foram coletadas, de forma composta, no canal ativo da drenagem, em trechos mais retilíneos, em 5 a 10 porções e num raio máximo de 50 metros. Estes múltiplos pontos de coleta envolveram uma expressiva varredura nas drenagens com o objetivo de se obter uma melhor representatividade da amostragem.

Os mapas de serviço foram previamente elaborados e corrigidos no campo nos casos de impossibilidade de amostragem, quando foram substituídos por outras estações (por exemplo, em locais com novos açudes, a estação foi transferida para um local a montante do mesmo).

Em 164 estações de sedimentos de corrente, aleatoriamente distribuídas, foram coletadas duplicatas de campo das amostras de sedimento de corrente para teste de variabilidade amostral dos elementos analisados. Todas as informações de campo das amostras de sedimento ativo de corrente foram registradas em formulário próprio (caderneta de campo geoquímica) para posterior arquivamento, na base de dados geoquímicos da CPRM (GEOSGB), junto aos resultados analíticos.

### 7.3. ANÁLISES QUÍMICAS

As amostras de sedimentos foram tratadas integralmente pelo laboratório analítico SGS GEOSOL LABORATÓRIOS LTDA, ou seja, além da análise química, propriamente dita, o preparo físico das amostras, tal



**Figura 7.1** - Distribuição das estações de amostragem para sedimentos de corrente pela área do projeto.

como o peneiramento, foi realizado também pelo mesmo laboratório. Este procedimento teve como finalidade evitar a probabilidade de contaminação das amostras por manuseio e exposições das mesmas por terceiros.

O preparo das amostras de sedimentos de corrente teve como passo inicial a sua secagem a 60°C em estufas, seguidas de quarteamento e, posteriormente, peneiramento em malhas com abertura < 80 mesh (< 0,175 mm). É importante ressaltar que as amostras, após a secagem, quando da presença de torrões (aglomerados de acima de 8 mm), estes eram desagregados (destorroados) para evitar o “efeito pepita”, conforme verificado para alguns elementos analisados.

Após o tratamento físico, as polpas peneiradas < 80 mesh de cada amostra é submetida à pulverização (150 mesh) e digestão com água régia. Para tal procedimento, é utilizado 0,5 de amostra misturada a 3 ml de água régia, que é caracterizada por partes de ácido clorídrico (HCl), ácido nítrico (H<sub>2</sub>NO<sub>3</sub>) e água na proporção de 2-2-2. A mistura da polpa da amostra com a água régia é feita sob o aquecimento em chapa aquecedora a 95°C durante 1 hora. Após a digestão com os ácidos, o extrato originado é diluído a 10 ml de água.

Os extratos são, então, submetidos à análise em ICP-OES e ICP-MS (emissão óptica com plasma indutivamente acoplado e espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado, respectivamente) para 50 elementos químicos (ICP-OES para os elementos maiores e ICP-MS para os elementos traços).

#### 7.4. REPRESENTAÇÃO E SIMBOLOGIA DOS MAPAS UNIELEMENTARES E MULTIELEMENTARES

Os mapas de distribuição de elementos para sedimentos de corrente foram elaborados no objetivo de integrar a geoquímica às diversas unidades geológicas descritas na área do projeto. Neste tipo integração consideram-se algumas características de amostragem geoquímica, ou seja, (i) o tipo de amostragem nas drenagens, o qual pode gerar informações pontuais que não são contínuas (variáveis discretas); (ii) para os valores obtidos em um ponto deve considerado o fator deslocamento, o que reflete o conteúdo da área da bacia de drenagem amostrada; e (iii) a distribuição dos pontos de amostragem, que é dependente do padrão da rede de drenagem da área. Ressalva-se que os dados de concentração dos

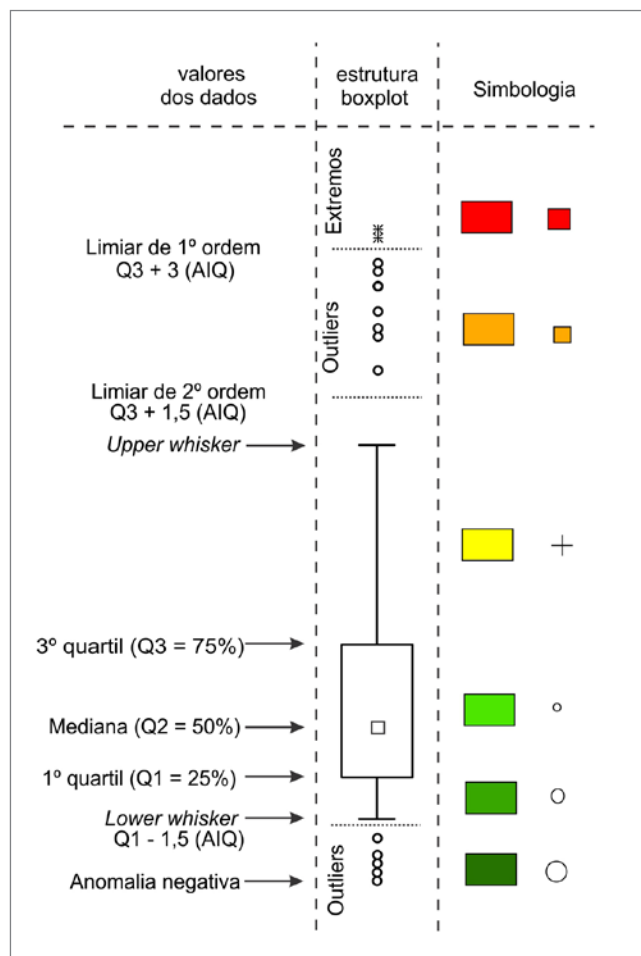
elementos foram log-normalizados para reduzir a influência dos outliers (evita superestimar os outliers positivos e subestimar os outliers negativos – REIMANN et al., 2008; GRUNSKY, 2010).

A partir dos dados obtidos foram elaborados dois tipos de mapa unielementar para sedimentos de corrente, sendo um de pontos e um de bacias de proveniência, todos produzidos pelo software ArcGIS 10.2. Os mapas de bacias de proveniência para sedimentos de corrente foram construídos pelo modo “Hydrology” do ArcGIS 10.2.

A simbologia que se observa nos mapas geoquímicos de pontos e bacias é a representação dos quartis apresentados nos gráficos box-plot para cada elemento (exemplificado na Figura 7.2) e foi baseada na metodologia utilizada por Reimann et al. (2008). Descrevendo a simbologia, o círculo maior representa os outliers inferiores; o círculo médio representa as amostras com concentrações do limite do whisker inferior até 25% (Q1) do total de amostras; o círculo menor se refere aos valores entre 25% (Q1) e 75% (Q3), faixa que representa as amostras de tendência central de concentrações dentro de toda a população (esses valores representam a amplitude interquartil – AIQ – e também a faixa estimativa que representa o background da população); a cruz representa valores entre 75% e o limite do whisker superior (valor representado pelo algoritmo  $Q3 + 1,5 \cdot AIQ$ , representando o limiar), se referindo às amostras que possuem certa elevação de concentração em relação à faixa de background, ou seja, representam amostras intermediárias entre a faixa de tendência central e outliers superiores, estas últimas consideradas anomalias geoquímicas. A faixa de outliers superiores ou anomalias, dependendo de sua amplitude, pode ser dividida em anomalias de segunda ordem (amostras que possuem concentrações até o valor representado pelo algoritmo  $Q3 + 1,5 \cdot AIQ$ ) e primeira ordem (amostras que possuem concentrações maiores que o valor representado pelo algoritmo  $Q3 + 3 \cdot AIQ$ ).

## 7.5. RESULTADOS

Os resultados obtidos para sedimentos de corrente foram explorados usando técnicas estatísticas comuns (estatística univariada), incluindo sumário estatístico, gráficos box-plot, mapas geoquímicos baseados em percentis (baseado nos gráficos box-plot), análise de correlação não-paramétrica (correlação de Spearman – estatística bivariada), até análises estatísticas mais complexas (estatística multivariada), tais como a análise fatorial. A utilização destas ferramentas estatísticas permite investigar a estrutura, tendências e associações dos elementos analisados, auxiliando na compreensão dos processos geológicos, físicos e antropogênicos que controlam a geoquímica da matriz analisada (MANLY,



**Figura 7.2** - Representação da simbologia das faixas de concentração em mapas de pontos e de bacias de proveniência baseados em gráficos Box-Plot.

1986; DAVIS, 1986; TABACHNICK e FIDELL, 2001; REIMANN; FILZMOSER, GARRETT, 2002; REIMANN et al., 2008; FILZMOSER; HRON e REIMANN, 2009; CARRANZA, 2009; 2011; GRUNSKY, 2010; LAPWORTH et al., 2012).

### 7.5.1. Sumário estatístico

Foram selecionados para o tratamento estatístico convencional (estatística univariada) 41 elementos químicos. Os estimadores estatísticos para a matriz analisada são apresentados na Tabela 7.1. Os elementos que mostraram baixo grau de detecção, ou seja, com mais de 70% das amostras com resultados analíticos abaixo do limite de detecção, estão apresentados à parte na Tabela 7.2. Estes elementos não serão considerados nos tratamentos estatísticos que exijam correlações de valores tampouco em análises estatísticas multivariadas. Às tabelas citadas, foi adicionada a concentração média da crosta superior (Mean Upper Crust Concentration – UCC – GREEN, 1959; TAYLOR, 1964; WEDEPOHL, 1978; 1995) para todos os elementos analisados, com o intuito de compará-los e avaliar o enriquecimento ou empobrecimento dos mesmos.

Todas as variáveis levantadas neste estudo foram log-transformadas, com o intuito de se obter melhor distribuição das mesmas, ou seja, normalizar a distribuição. Nesse sentido, é importante ressaltar que os números que representam os quartis mostrados nas Tabelas 7.1 e 7.2 estão dispostos segundo a log-normalização e não como distribuição dos dados brutos.

De acordo com os resultados analíticos, os elementos B e Re não foram detectados nas amostras analisadas, enquanto os teores de Ag, As, Au, Ge, Hg, In, S, Sb, Se, Ta, Te e W apresentam cerca de 70% ou mais dos seus dados com valores abaixo dos respectivos limites de detecção. Os elementos Ag, As, Au, In, S, Sb, Te e W, por sua vez, devido à sua importância econômica ou por serem farejadores, foram considerados anômalos quando apresentaram teores acima do limite de detecção.

Para os elementos Ge, Se e Ta é recomendável verificar a situação geológica dos locais onde estes teores ocorrem, para correlacioná-los com os resultados obtidos. Os elementos Al, Ce, Fe, La, Mn, Pb, Th e Y foram detectados em todas as amostras.

Os demais elementos (Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Hf, K, Li, Mg, Mo, Na, Nb, Ni, P, Rb, Sc, Sn, Sr, Ti, U, V, Zn e Zr) apresentaram até 30% dos dados analíticos abaixo dos respectivos limites de detecção.

Nos casos de teores abaixo do limite de detecção, esses dados foram transformados pela multiplicação do limite inferior de detecção por 0,5. Para os casos de teores acima do limite de detecção superior foi considerado seu valor do limite de detecção superior sem multiplicá-lo por nenhum fator de correção.

### 7.5.2. Contextualização tectônica

A região do projeto possui uma grande variedade unidades geológicas dentro de contextos geotectônicos diferentes. As unidades geológicas estão inseridas em quatro compartimentos geotectônicos, que de norte a sul, compreendem, respectivamente: 1) Domínio Zona Transversal da Província Borborema, correspondendo a um cinturão de transcorrência de direção E-W com terrenos paleoproterozoicos, tonianos e ediacacrianos deslocados para oeste por um conjunto de zonas de cisalhamento E-W e NE-SW, que se conectam ao Lineamento Pernambuco, a sul a Zona Transversal; 2) Faixa Riacho do Pontal do Domínio Meridional da Província Borborema, abrangendo um embasamento paleoproterozoico com sequências vulcanossedimentares neoproterozoicas e granitogênese brasileira; 3) Cráton São Francisco, aglutinando sequências vulcanossedimentares tanto arqueanas quanto paleoproterozoicas, assim como granitogênese riaciana-orosiriana, e por fim; 4) Faixa Rio Preto, abrangendo embasamento paleoproterozoico gerado por granitogênese riaciana-orosiriana e sequências de rochas

vulcanossedimentares neoproterozoicas. As características das diversas unidades e estruturas geológicas possui influência direta no comportamento geoquímico dos elementos analisados.

## 7.6. FAIXA RIACHO DO PONTAL

### 7.6.1. Distribuição dos elementos

O tratamento estatístico considerou todas as amostras, nos diferentes contextos geológicos, como uma população única comparando, portanto, resultados analíticos entre diferentes unidades geológicas.

Nesse sentido, com relação as concentrações significativas apresentadas como valores superiores ao background (background está definido pelos teores entre Q1 e Q3 do box plot, 25% e 75% respectivamente) no whisker superior, é de se esperar que representem teores comuns às unidades geológicas nas quais as amostras foram coletadas. Em termos de anomalias geoquímicas, da mesma forma espera-se que elas possam significar que os elementos tiveram suas concentrações estabelecidas por processos naturais geológico-geoquímicos. Esses processos estariam relacionados tanto à gênese dos litotipos nas unidades geológicas quanto a eventos posteriores, tal como o hidrotermalismo, que influencia as concentrações dos elementos químicos em relação às rochas adjacentes (REIMANN, 2005 A). Nesse sentido, as anomalias geoquímicas podem indicar tanto jazimentos minerais naturais como também contaminação por fontes antrópicas, (REIMANN, 2005 B).

Na faixa Riacho do Pontal nota-se uma compartimentação no comportamento geoquímico para as principais unidades geológicas.

Para os elementos maiores K e Ti nas grandes unidades cristalinas e de alto grau metamórfico, como os complexos Sobradinho-Remanso, Morro do Estreito, Granjeiro e Santa Filomena, o corpo granitoide Remanso-Sobradinho e a Suíte Serra do Cabloco, podem indicar a presença de minerais primários principalmente K-feldspato. Concentrações de Ca e Mg de forma bem distribuída para a Formação Barra Bonita e para o Complexo Santa Filomena, por sua vez, indicam a presença de lentes de mármore.

Os elementos Al, Fe, Mn e P apresentam concentrações significativas no âmbito da sequência meta-vulcanossedimentar do Complexo Monte Orebe e dos metassedimentos Formação Mandacarú, onde na primeira ocorre uma série de intercalações de metamáficas e metaltramáficas em meio às rochas metassedimentares.

De acordo com a Figura 7.3, bacias com concentrações significativas de Fe foram registradas nas áreas de influência das rochas do Complexo Granjeiro, onde se encontram depósitos minerais para o elemento, que, no entanto, não apresentou anomalias geoquímicas de Fe nos sedimentos de corrente.

**Tabela 7.1** - Sumário estatístico dos elementos selecionados.

ELEMENTO	LIMITE INFERIOR	LIMITE SUPERIOR	N VÁLIDOS	N VÁLIDOS (%)	MÍNIMO	MÉDIA	MÁXIMO	1º QUARTIL (25%)	MEDIANA	3º QUARTIL (75%)	LIMIAR DE 2ª ORDEM (Q3+1,5[Q3-Q1])	LIMIAR DE 1ª ORDEM (Q3+3[Q3-Q1])	UCC
Al-%	0,01	15,00	4136,00	100,00	0,03	0,62	5,45	0,39	0,63	1,02	4,31	18,25	7,7
Ba-ppm	5,00	10000,00	4128,00	99,00	<5,00	62,90	1664,00	38,00	64,00	107,00	505,60	2388,80	668
Be-ppm	0,10	100,00	3857,00	93,00	<0,10	0,38	5,10	0,20	0,40	0,70	4,58	30,01	3,1
Bi-ppm	0,02	10000,00	3089,00	75,00	<0,02	0,05	22,01	0,01	0,06	0,11	4,01	146,41	0,123
Ca-%	0,01	15,00	4066,00	98,00	<0,01	0,10	4,86	0,06	0,11	0,20	1,22	7,41	2,9
Cd-ppm	0,01	10000,00	3105,00	75,00	<0,01	0,02	2,37	0,01	0,020	0,04	0,32	2,56	0,102
Ce-ppm	0,05	1000,00	4136,00	100,00	1,13	35,83	>1000,00	22,84	36,33	57,35	228,19	907,91	65,7
Co-ppm	0,10	10000,00	4134,00	99,00	<0,10	3,65	113,50	1,90	4,10	7,50	58,82	461,30	11,6
Cr-ppm	1,00	10000,00	4126,00	99,00	<1,00	17,60	3715,00	12,00	18,00	27,00	91,10	307,50	35
Cs-ppm	0,05	1000,00	4113,00	99,00	<0,05	0,50	8,24	0,28	0,48	0,89	5,04	28,58	5,8
Cu-ppm	0,50	10000,00	4086,00	99,00	<0,50	7,76	4899,20	4,60	8,00	14,00	74,33	394,67	14,3
Fe-%	0,01	15,00	4136,00	100,00	<0,01	1,59	13,72	1,12	1,66	2,41	7,61	24,01	3,1
Ga-ppm	0,10	10000,00	4125,00	99,00	<0,10	2,76	21,40	1,90	2,90	4,40	15,51	54,64	14
Hf-ppm	0,05	500,00	2549,00	62,00	<0,05	0,07	4,16	0,02	0,07	0,12	1,26	13,27	5,8
K-%	0,01	15,00	4113,00	99,00	<0,01	0,12	1,95	0,07	0,12	0,21	1,09	5,67	2,9
La-ppm	0,10	10000,00	4136,00	100,00	0,70	17,61	1200,00	11,10	17,70	27,90	111,18	443,05	32,3
Li-ppm	1,00	50000,00	3493,00	84,00	<1,00	2,70	42,00	2,00	3,00	6,00	31,20	162,00	22
Mg-%	0,01	15,00	3943,00	95,00	<0,01	0,07	1,58	0,03	0,08	0,19	3,03	48,27	1,4
Mn-ppm	5,00	10000,00	4136,00	100,00	<5,00	255,60	>10000,00	163,00	265,00	415,00	1685,90	6849,00	527

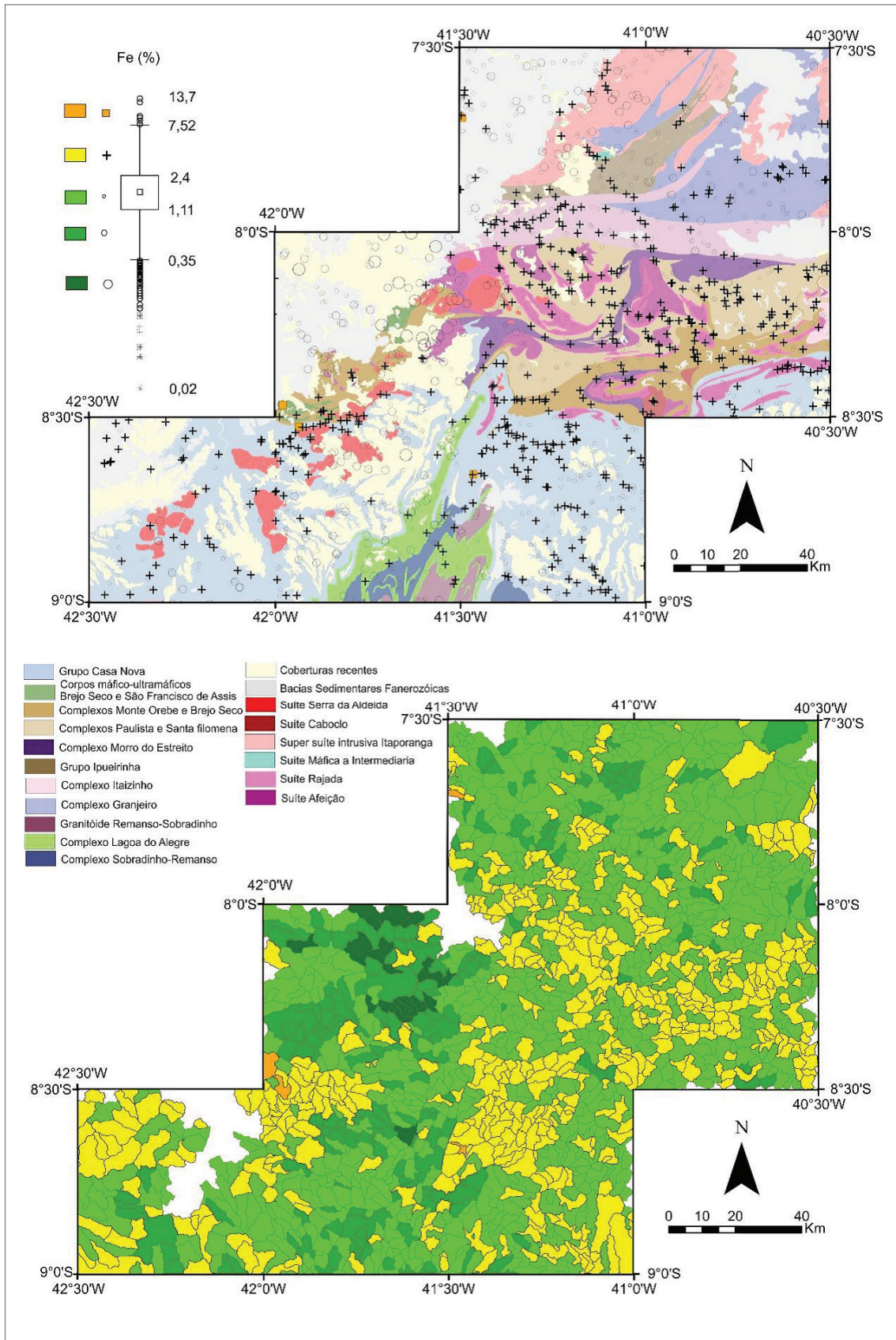
**Tabela 7.1** - Sumário estatístico dos elementos selecionados.(continuação)

ELEMENTO	LIMITE INFERIOR	LIMITE SUPERIOR	N VÁLIDOS	N VÁLIDOS (%)	MÍNIMO	MÉDIA	MÁXIMO	1º QUARTIL (25%)	MEDIANA	3º QUARTIL (75%)	LIMIAR DE 2ª ORDEM (Q3+1,5[Q3-Q1])	LIMIAR DE 1ª ORDEM (Q3+3[Q3-Q1])	UCC
Mo-ppm	0,05	10000,00	3908,00	94,00	<0,05	0,39	81,74	0,27	0,41	0,66	2,52	9,64	1,4
Na-%	0,01	15,00	2621,00	63,00	<0,01	0,01	2,36	0,01	0,01	0,03	0,44	6,48	0,05
Nb-ppm	0,05	1000,00	4084,00	99,00	<0,05	0,91	19,84	0,53	0,95	1,61	8,52	45,13	26
Ni-ppm	0,50	10000,00	4107,00	99,00	<0,50	6,81	>10000,00	3,80	6,75	12,80	79,13	489,20	18,6
P-ppm	50,00	10000,00	3540,00	86,00	<50,00	131,20	6950,00	76,00	141,50	245,00	1418,10	8207,70	665
Pb-ppm	0,20	10000,00	4136,00	100,00	0,80	6,34	517,00	4,50	6,30	8,80	24,07	65,81	17
Rb-ppm	0,20	10000,00	4126,00	99,00	<0,20	12,20	184,60	7,30	12,60	21,50	108,67	549,27	110
Sc-ppm	0,10	10000,00	4094,00	99,00	<0,10	2,08	20,10	1,30	2,20	3,80	18,99	94,91	84
Sn-ppm	0,30	1000,00	3600,00	87,00	<0,15	0,66	467,00	0,40	0,70	1,00	3,95	15,63	2,5
Sr-ppm	0,50	10000,00	4116,00	99,00	<0,50	11,47	418,00	6,50	11,60	21,25	125,61	742,49	316
Th-ppm	0,10	10000,00	4136,00	100,00	0,10	5,49	662,30	3,40	5,10	8,30	31,66	120,75	10,3
Ti-%	0,01	15,00	3506,00	85,00	<0,01	0,03	2,04	0,01	0,03	0,07	1,30	24,01	0,3
U-ppm	0,05	10000,00	4130,00	99,00	<0,05	0,69	10,58	0,42	0,67	1,11	4,77	20,49	2,5
V-ppm	1,00	10000,00	4119,00	99,00	<1,00	18,10	671,00	11,00	19,00	32,00	158,80	787,80	53
Y-ppm	0,05	10000,00	4136,00	100,00	0,320	6,91	129,78	4,32	7,30	11,78	53,10	239,26	20,7
Zn-ppm	1,00	10000,00	4111,00	99,00	<1,00	16,20	404,00	10,00	17,00	29,00	143,20	707,30	52
Zr-ppm	0,50	10000,00	3557,00	86,00	<0,50	2,32	91,30	1,30	2,90	5,00	37,71	284,48	237

**Tabela 7.2** - Sumário estatístico dos elementos não selecionados.

ELEMENTO	LIMITE INFERIOR	LIMITE SUPERIOR	N VÁLIDOS	N VÁLIDOS (%)	MÍNIMO	MÉDIA	MÁXIMO	1º QUARTIL (25%)	MEDIANA	3º QUARTIL (75%)	LIMIAR DE 2ª ORDEM (Q3+1,5[Q3-Q1])	LIMIAR DE 1ª ORDEM (Q3+3[Q3-Q1])	UCC
Ag-ppm	0,01	10,00	1405,00	34,00	<0,01	<0,01	6,15	<0,01	<0,01	0,03	0,44	6,48	0,055
Au-ppm	0,10	100,00	11,00	1,00	<0,10	<0,10	0,30	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,0018
As-ppm	1,00	10000,00	894,00	22,00	<1,00	<1,00	40,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	2
B-ppm	10,00	10000,00	0,00	0,00	<10,00	<10,00	5,00	<10,00	<10,00	<10,00	<10,00	<10,00	17
Ge-ppm	0,10	10000,00	478,00	12,00	<0,10	<0,10	1,50	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	1,4
Hg-ppm	0,01	10000,00	1313,00	32,00	<0,01	0,01	1,16	<0,01	<0,01	0,01	0,03	0,08	0,05
In-ppm	0,02	500,00	911,00	22,00	<0,02	<0,02	0,28	<0,02	<0,02	0,01	0,01	0,01	0,056
Re-ppm	0,10	10000,00	0,00	0,00	<0,10	<0,10	0,05	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,0001
S-%	0,01	5,00	1595,00	39,00	<0,01	0,01	1,50	<0,01	0,01	0,01	0,03	0,08	6,2
Sb-ppm	0,05	10000,00	2109,00	51,00	<0,05	0,06	8,19	<0,05	0,05	0,11	1,01	9,37	0,31
Se-ppm	1,00	1000,00	117,00	3,00	<1,00	<1,00	10,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	0,09
Ta-ppm	0,05	10000,00	839,00	20,00	<0,05	<0,05	6,51	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	1,5
Te-ppm	0,05	1000,00	536,00	13,00	<0,05	<0,05	7,48	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,001
W-ppm	0,10	10000,00	1345,00	33,00	<0,10	0,43	163,30	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	1,4





**Figura 7.3** - Distribuição espacial do Fe em sedimentos de corrente nos mapas de bacias e pontos ao longo da Faixa Riacho do Pontal.

De acordo com a Figura 7.4 concentrações significativas e anomalias geoquímicas de fósforo, por sua vez, foram registradas no âmbito das ocorrências das suítes Massapê, em meio a Formação Mandacaru e Máfica a Intermediária. As anomalias geoquímicas de P correlacionadas a Suíte Máfica a Intermediária podem ter relação com as ocorrências de fosfato, descobertas na região do Morro do Poço D'Anta durante a execução do projeto. O magmatismo dessa suíte pode ter contribuído, por meio de hidrotermalismo e metassomatismo, para a concentração do P.

O elemento Na possui concentrações significativas para a Suíte Serra da Aldeia, aspecto atribuído à presença de minerais máficos sódicos na sua composição mineralógica devido a sua afinidade alcalina.

Por fim, o elemento S, que possui concentrações significativas nas grandes zonas de cisalhamento conectadas ao Lineamento Pernambuco, como também às zonas de cisalhamento contracionais associadas aos complexos Brejo Seco e Santa Filomena, onde os processos hidrotermais relacionados a esses eventos tectônicos favorecem a formação de sulfetos.

Os elementos com grandes raios iônicos (Large-Ion Lithophile Elements - LILE) marcam presença principalmente nas unidades ígneas neoproterozoicas, em especial o Ba e Sr, que estão mais presentes nas suítes Serra da Aldeia e Máfica a Intermediária (sem nomeação) com concentrações significativas. Também são registradas para os elementos Cs e Rb concentrações significativas para as suítes Rajada e Afeição que ocorrem na parte setentrional da Faixa Riacho do Pontal.

Os elementos com grandes valências iônicas (High Field Strength Elements – HFSE), como o Nb, Th, U, Ce e La, estão presentes, em concentrações significativas principalmente em contextos granitoides ortoderivados, tais como aqueles relacionados aos complexos Sobradinho-Remanso e Morro do Estreito, ao corpo granitoide Remanso-Sobradinho, e aos corpos granitoides tipo Campos Sales-Assaré da Suíte Intrusiva Itaporanga. Outro aspecto a registrar com respeito a esses elementos é o de demarcar de forma nítida a região de contato entre a Faixa Riacho do Pontal e o Cráton São Francisco.

Com respeito a concentrações significativas de Nb no âmbito das ocorrências da Formação Mandacaru, que são associadas a anomalias geoquímicas de P, é importante ressaltar que, na realidade, podem sinalizar a presença de rochas alcalinas da Suíte Massapê, notadamente diferenciados carbonatíticos, em meio aos metassedimentos e não identificados pelos trabalhos de campo.

Os elementos Cu, Ni e Cr apresentam concentrações significativas e similares em várias unidades metavulcanossedimentares, tais como aquelas relativas ao Grupo Ipueirinha, aos complexos Monte Orebe, Brejo Seco, Santa Filomena e Paulistana, assim como associadas aos granitoides alcalinos da Suíte Serra do Caboclo e Suíte

Máfica a Intermediária. Essas unidades compreendem uma vasta quantidade de rochas metamáficas e metaltramáficas, em especial o Complexo Brejo Seco, com suas intrusões de Brejo Seco e São Francisco de Assis, assim como o Grupo Ipueirinha com o Serpentinito Carnaubal.

Como se observa nas Figuras 7.5 e 7.6, relativas, respectivamente, à distribuição geoquímica espacial do Ni e do Cr, as bacias localizadas no sudoeste da área do projeto e que estão sob a influência das rochas do Complexo Brejo Seco, são as que apresentam maior quantidade de amostras com concentrações significativas para os elementos citados, com suas anomalias geoquímicas francamente correlacionadas às rochas metaltramáficas pertinentes às intrusões de São Francisco de Assis e Brejo Seco.

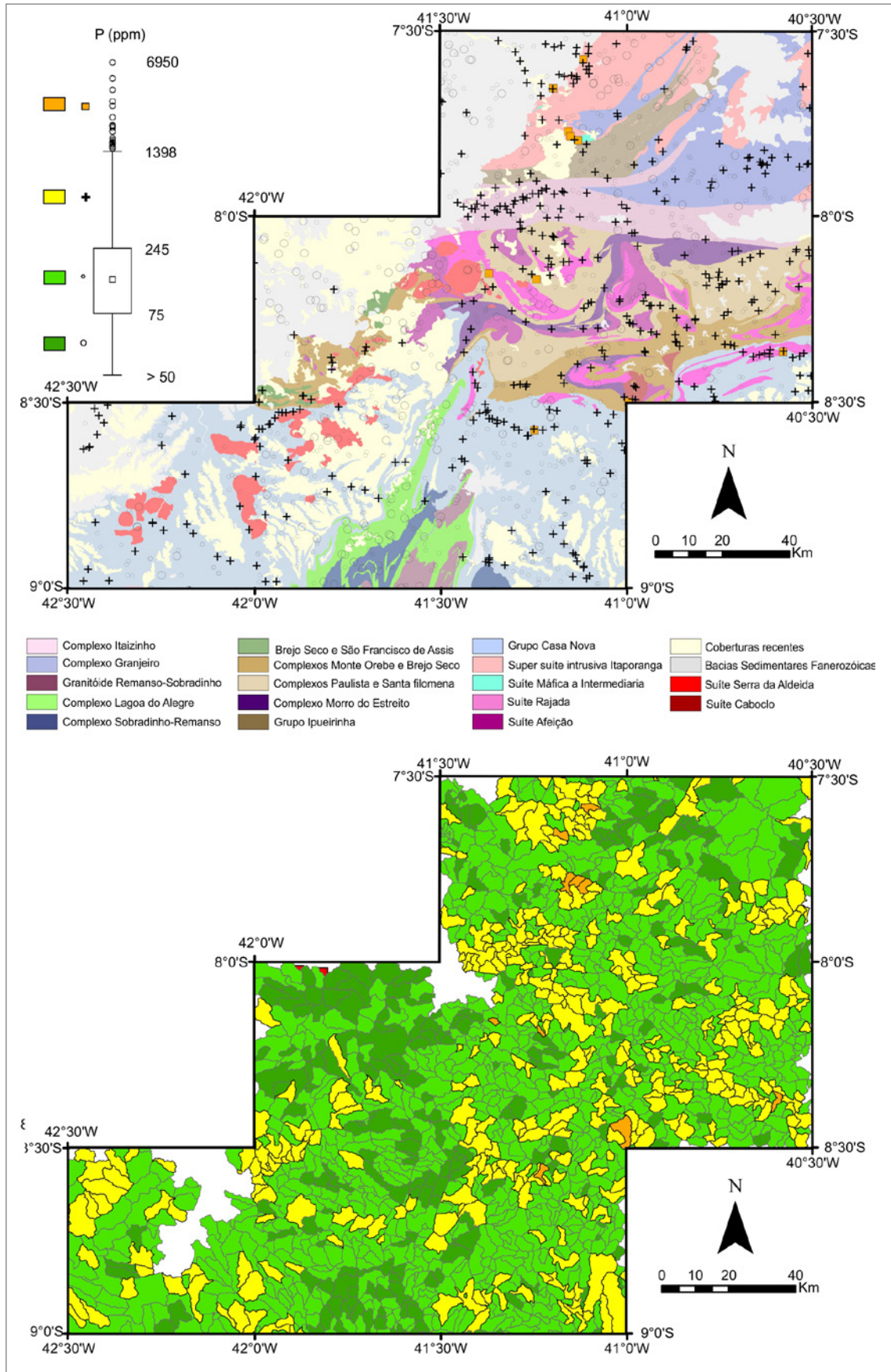
Os elementos Pb, Zn e Sn, por sua vez, apresentam concentrações significativas no âmbito das ocorrências da Formação Barra Bonita do Grupo Casa Nova, como também associadas às rochas dos complexos Monte Orebe, Santa Filomena e Paulistana. De modo geral, essas unidades representam ambientes marinho profundo e de fundo oceânico compreendendo vários processos hidrotermais, que responderiam pelas concentrações elevadas daqueles elementos, especialmente do Pb e Zn.

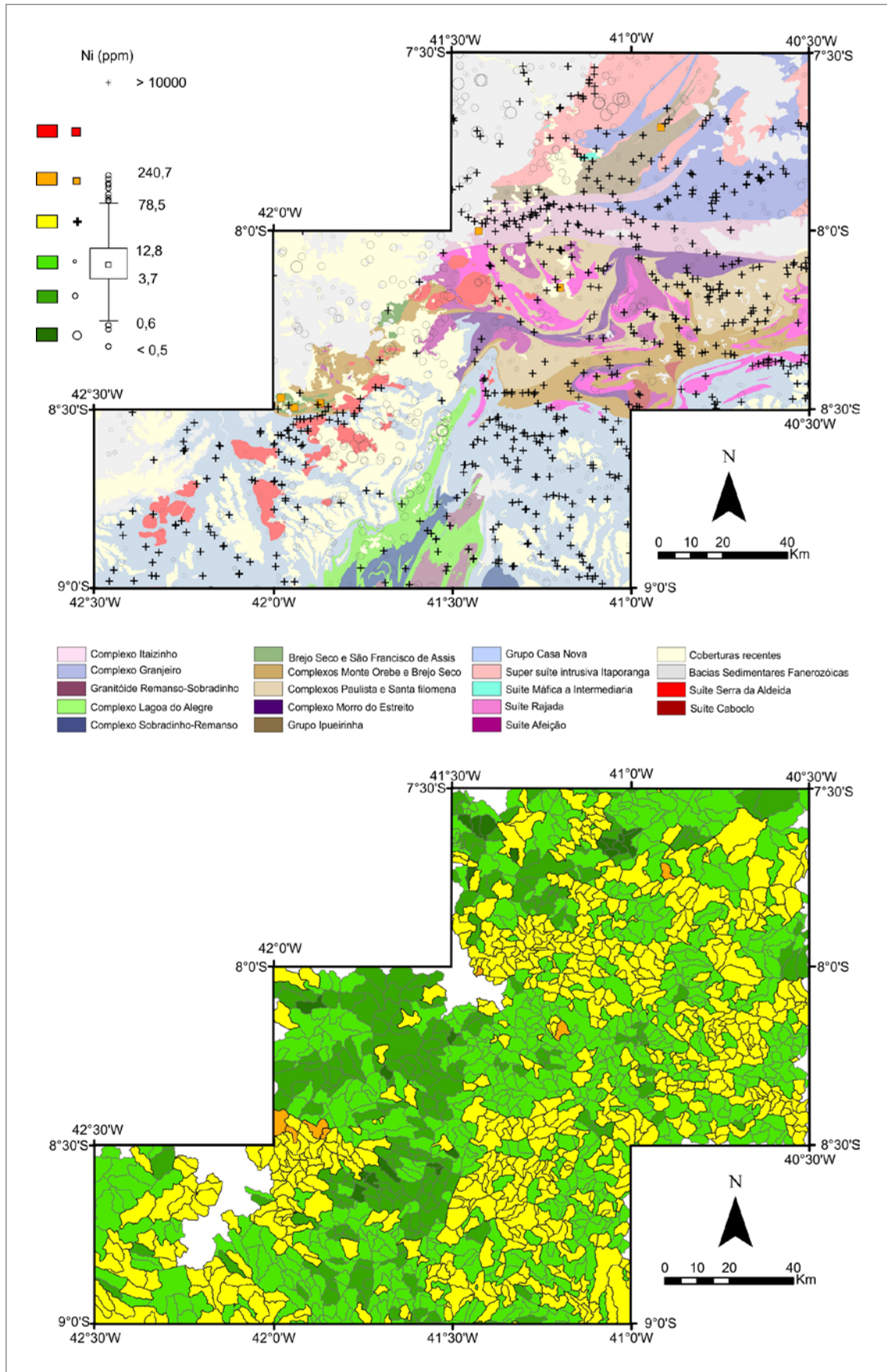
De acordo com a Figura 7.7, tanto as anomalias geoquímicas de Pb, quanto suas concentrações significativas, estão localizadas no sul e sudoeste da área do projeto. Essas concentrações de Pb, que estão associadas ao Zn no âmbito da Formação Barra Bonita, poderiam representar reações hidrotermais dos mármore com intrusões granitoides da Suíte Serra da Aldeia e, até mesmo de outros corpos ígneos neoproterozoicos, não identificados pelo trabalho.

Já a Figura 7.8, mostra que anomalias geoquímicas de Sn estão localizadas, principalmente, na área sudoeste da área do projeto, especificamente no âmbito da Folha Barragem. É plausível presumir, nestes casos, que as anomalias geoquímicas de Sn seriam indicativas da ocorrência de corpos ígneos intrudidos na Formação Barra Bonita.

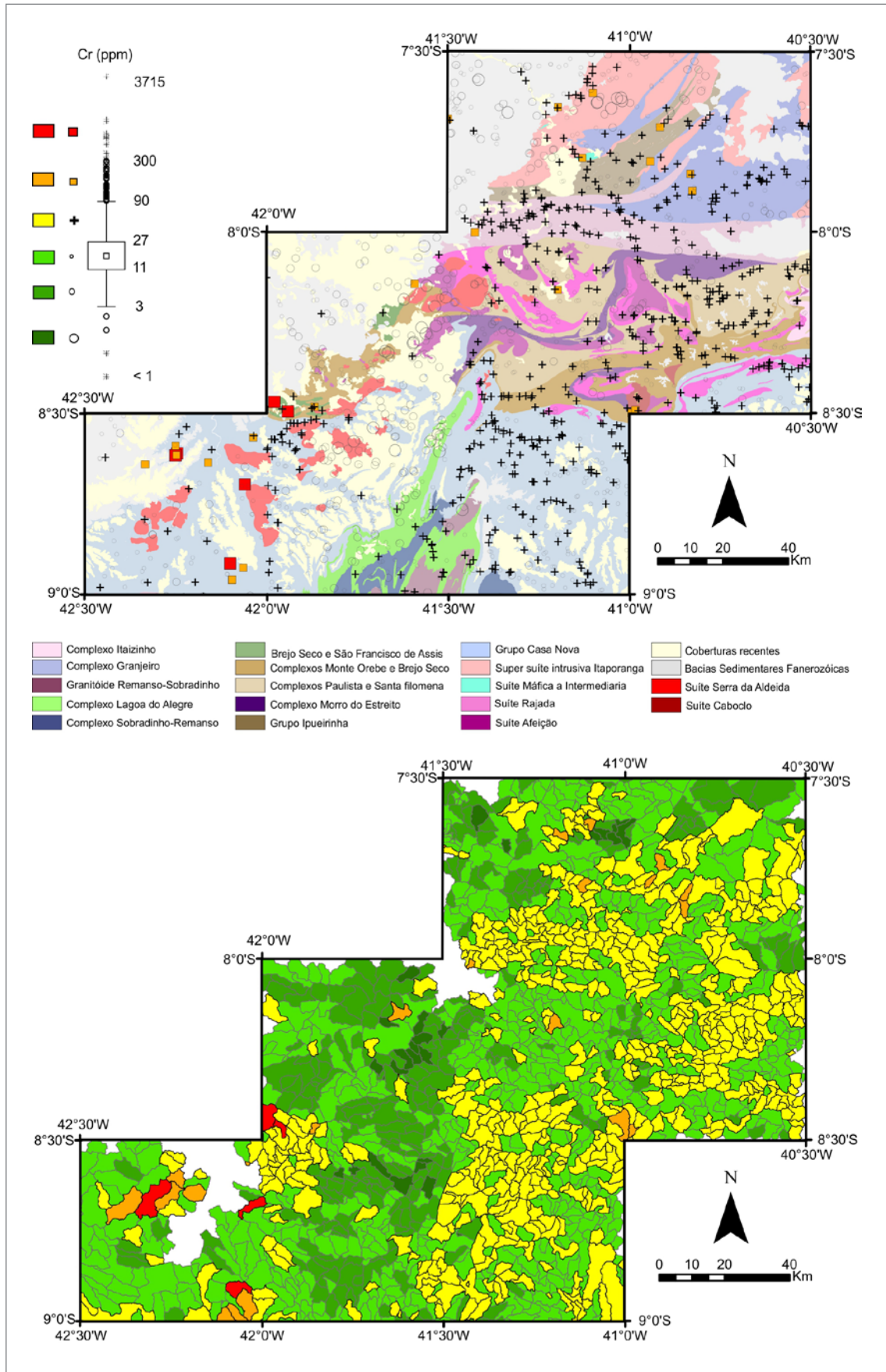
Além dos controles litológicos existentes, a região possui forte controle estrutural na concentração de elementos nas grandes zonas de cisalhamento, tais quais àquelas conectadas ao Lineamento Pernambuco, principalmente nos limites dos complexos Itaizinho e Granjeiro.

Os principais recursos minerais da área da Faixa Riacho do Pontal, como também dos segmentos adjacentes do Domínio da Zona Transversal, são P, Ni e Fe. Quando comparado ao UCC, esses elementos, que teriam importância para recursos minerais na subárea Riacho do Pontal, mostram o background empobrecido. Porém analisando os limiares de 2ª ordem desses elementos, que representam anomalias geoquímicas, notamos que essas possuem pelo menos 2 vezes a concentração indicada no UCC, indicando depósitos minerais existentes ou até ocorrências minerais não conhecidas.

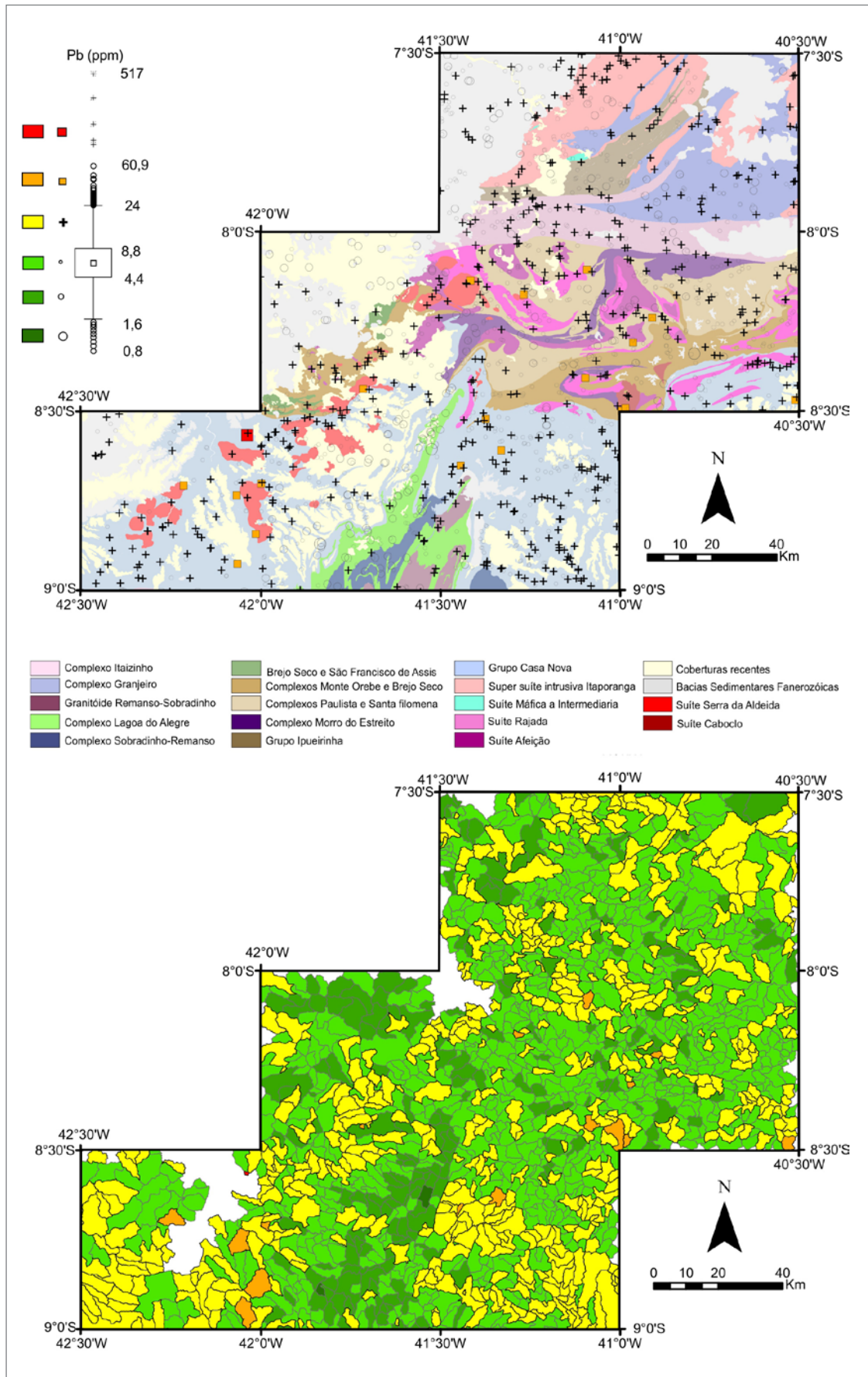




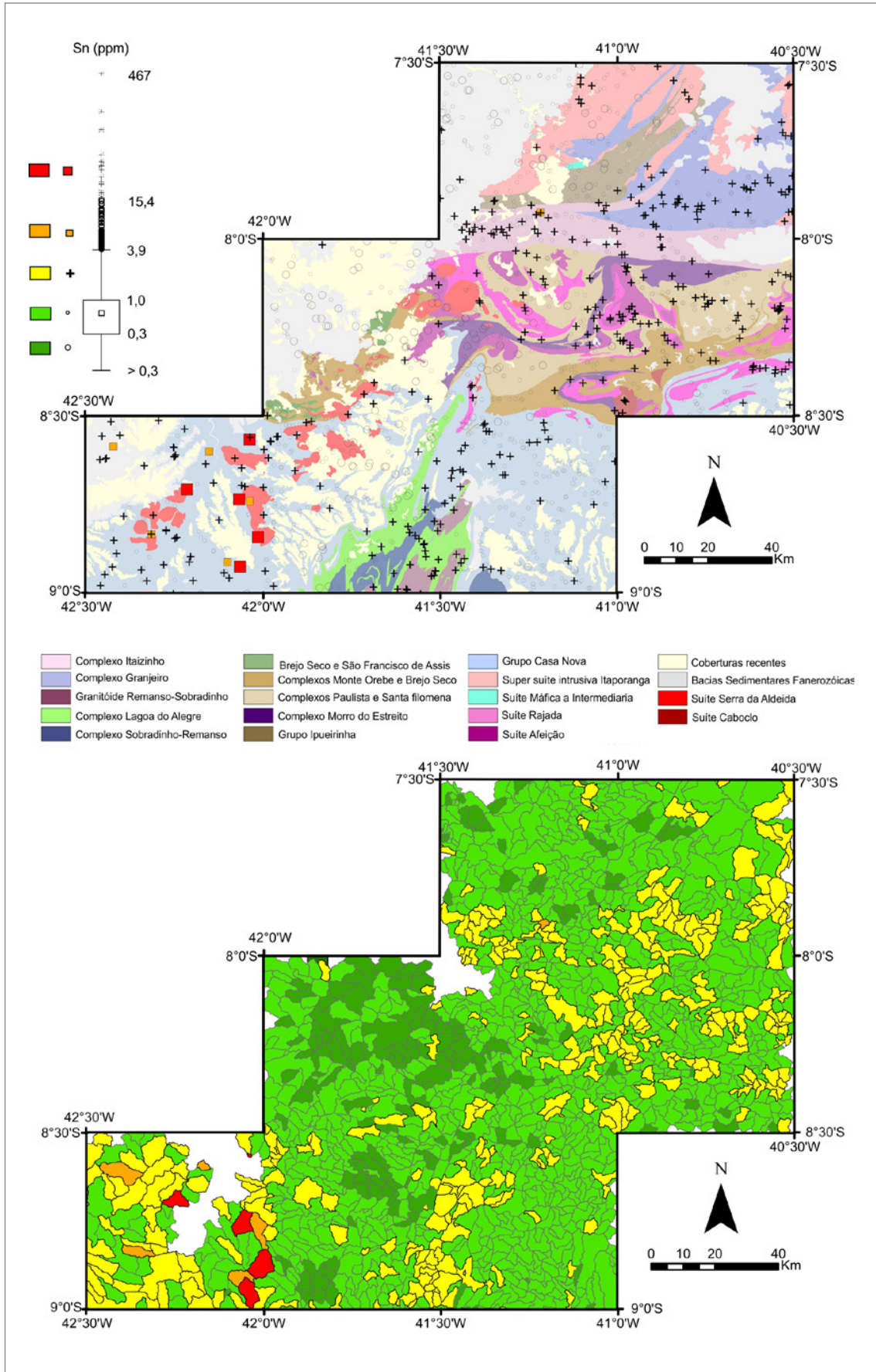
**Figura 7.5** - Distribuição espacial do Ni em sedimentos de corrente nos mapas de bacias e pontos ao longo da Faixa Riacho do Pontal.



**Figura 7.6** - Distribuição espacial do Cr em sedimentos de corrente nos mapas de bacias e pontos ao longo da Faixa Riacho do Pontal.



**Figura 7.7** - Distribuição espacial do Pb em sedimentos de corrente nos mapas de bacias e pontos ao longo da Faixa Riacho do Pontal.



**Figura 7.8** - Distribuição espacial do Sn em sedimentos de corrente nos mapas de bacias e pontos ao longo da Faixa Riacho do Pontal.

### 7.6.2. Análise de correlações (Estatística Bivariada)

Para a análise de correlação, é recomendado utilizar a correlação de Spearman, que é uma análise estatística não-paramétrica, na qual assume que os dados não possuem distribuição normal e nem mesmo uma relação linear entre as variáveis (SPEARMAN, 1904). Esta análise pode informar o grau de afinidade de um elemento com os demais determinando agrupamentos com afinidades geoquímicas semelhantes. Nesse sentido foram considerados que valores iguais ou maiores que 0,90 entre duas variáveis, no caso, entre dois elementos, possuem correlação muito boa; valores entre 0,89 e 0,80 possuem correlação boa; valores entre 0,79 e 0,70 possuem correlação regular; e valores menores que 0,70 possuem correlação não significativa.

A utilização da análise de correlação (mínimos quadrados) objetiva uma triagem dos elementos químicos que serão utilizados para a estatística multivariada, fazendo com que a variância do sistema seja melhor explicada. Nesse sentido, somente os elementos que apresentarem correlação acima 0,60 são considerados utilizados na estatística multivariada. Para a realização desta análise, os dados foram log-transformados com o objetivo de diminuir a influência dos outliers.

A Figura 7.9 mostra a matriz resumida com os melhores valores de correlação entre os 41 elementos selecionados das análises dos sedimentos de corrente e a Figura 7.10 os gráficos com as correlações mais significativas entre eles. Correlações muito boas são observadas entre Al e Ga; e Ce e La; as correlações boas entre Co, Cr, Cu e Ni; Rb e K; e V e Sc; e as correlações regulares estão entre Al, Co, Cr e V; Ni, Sc, Zn e Fe; Ba e Sr; e Co e Zn.

A partir destas informações é possível extrair determinadas características geológicas da área de estudo, indicando potenciais processos geológicos, refletindo tanto as condições de formação das rochas quanto os processos exógenos, desenvolvidos em ambiente subaéreo. A correlação muito boa entre Al e Ga deve-se à similaridade de seus raios iônicos, observada tanto em processos geológicos endógenos como em superfície. As boas correlações entre Ni e Co, Ni e Cu, Sc e V, Ni e Cr são indicativas da presença de rochas metamáficas e metaltramáficas, assim como as correlações entre Ce e La significar presença de minerais pesados nos sedimentos. A correlação entre Zn e Fe, por sua vez, pode representar minerais sulfetados, enquanto as boas correlações do Al com Fe e entre o Sc e o V processos de laterização, assim como sinalizar processo de adsorção destes metais-traços por argilominerais em sedimentos de corrente

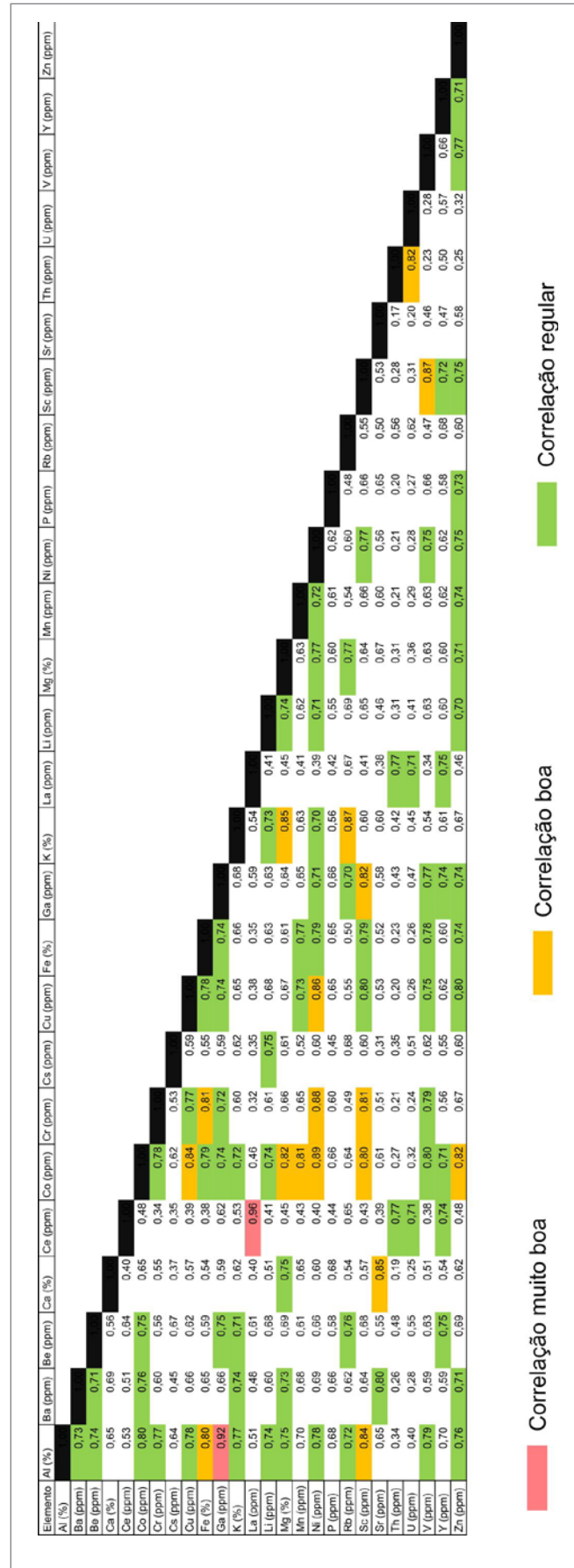


Figura 7.9 - Matriz de correlação resumida dos elementos analisados para sedimentos de corrente.



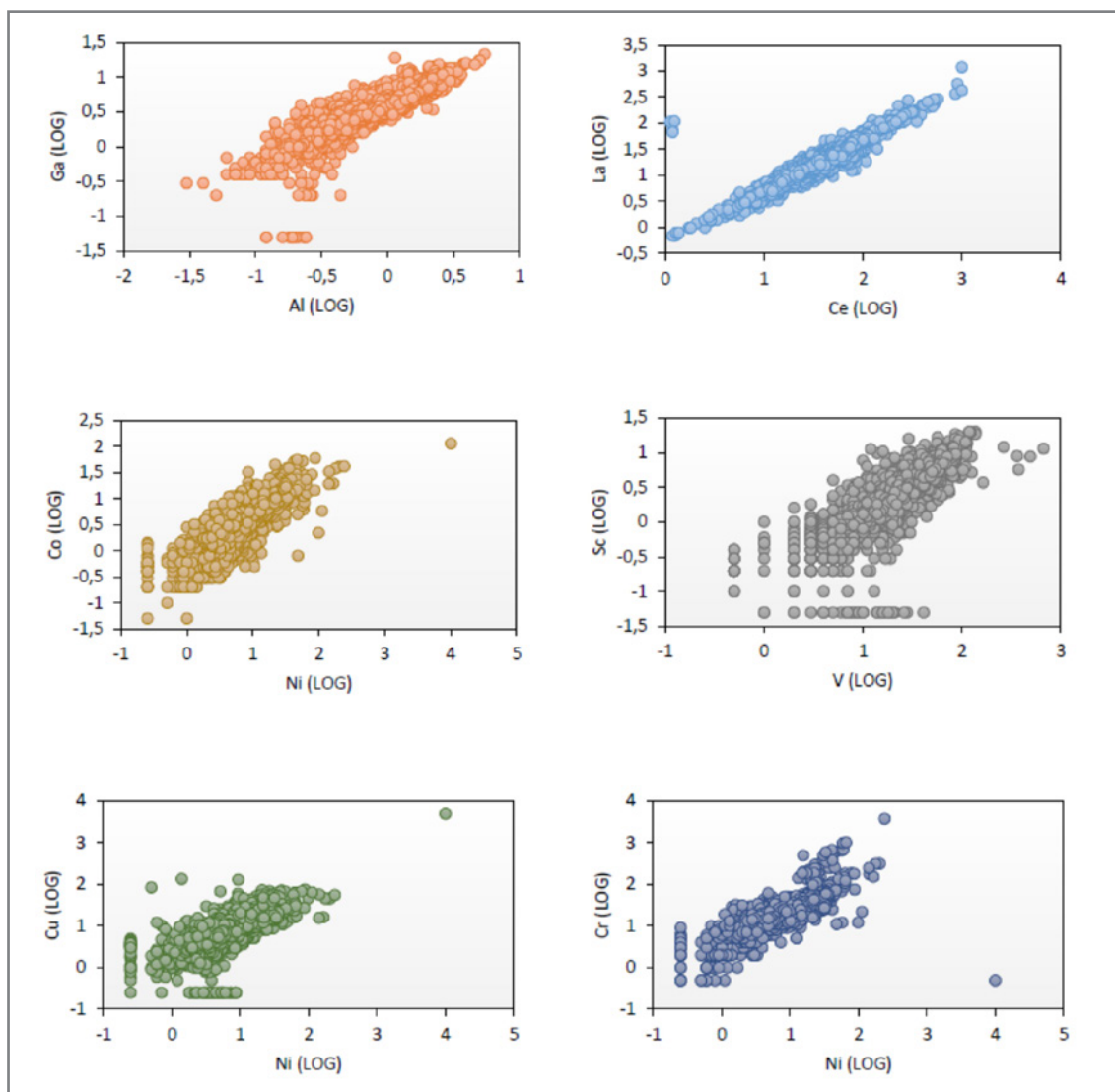


Figura 7.10 - Gráficos representando as melhores correlações entre elementos para as amostras de sedimento de corrente.

### 7.6.3. Análise estatística multivariada (análise de principais fatores)

Devido ao grande número de variáveis a visualização e determinação dos agrupamentos realizados pelas correlações se tornam difíceis, principalmente com relação à interpretação das associações geoquímicas, pois estas possuem diferentes formas de ocorrência. Diante desse cenário é utilizada a estatística multivariada com a análise de principais fatores, pois esta ferramenta identifica importantes componentes ou fatores que explicam a variância de um sistema. Além disso, esta análise é designada a reduzir o número de variáveis em pequenos números de índices, preservando as relações presentes nos dados originais. Isto corrobora para uma interpretação mais refinada de dados geoquímicos (MANLY, 1986; DAVIS, 1986; TABACHNICK e FIDELL, 2001).

As Tabelas 7.3 e 7.4 mostram a segregação dos elementos pela análise de principais fatores, mostrando fatores responsáveis pela variância do agrupamento

dos elementos analisados nas amostras de sedimento de corrente. Para esta análise estatística, é essencial transformar os dados, devido aos dados enclausurados (data closure) e as múltiplas populações, além de gerar fatores com informações mais robustas sobre os processos que controlam a distribuição geoquímica dos elementos em sedimentos de corrente. Os dados geoquímicos de análise multi-elementar utilizados neste estudo são considerados dados composicionais, que, segundo Aitchison (1986), os elementos analisados são porcentagens de um todo, ou seja, a soma dos valores de todos os elementos analisados se torna uma constante. Neste caso, em se tratando de unidades em parte por milhão (ppm), o valor constante seria 1.000.000 ppm, equivalente a 100%. Entretanto, os elementos analisados possuem diferentes distribuições e variabilidades. Portanto, os dados foram transformados pela razão-log centralizada (centred log-ratio, CLR – AITCHISON, 1986) com posterior padronização para

**Tabela 7.3** - Segregação de fatores pela análise de principais fatores para amostras de sedimentos de corrente.

	FATORES						
	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
Al (%)	0,12	0,26	0,84	0,14	0,02	0,09	0,10
Ba (ppm)	-0,03	0,27	0,05	0,65	0,12	0,35	-0,09
Be (ppm)	-0,30	0,50	0,13	0,09	0,42	0,00	-0,10
Ca (%)	0,09	0,08	-0,04	0,81	0,11	-0,11	0,18
Ce (ppm)	-0,90	0,05	-0,01	0,00	-0,17	-0,03	-0,16
Co (ppm)	0,03	0,27	0,01	0,16	0,63	0,36	0,45
Cr (ppm)	0,25	-0,17	0,32	-0,17	-0,05	0,33	0,57
Cs (ppm)	0,24	0,60	0,08	-0,46	0,24	-0,21	-0,11
Cu (ppm)	0,30	-0,08	0,10	-0,07	0,45	0,05	0,33
Fe (%)	0,26	-0,21	0,32	-0,19	-0,11	0,66	0,21
Ga (ppm)	-0,12	-0,01	0,85	0,01	0,12	-0,06	-0,08
K (%)	-0,02	0,81	0,00	0,24	-0,15	0,14	0,18
La (ppm)	-0,92	0,07	-0,07	0,01	-0,18	-0,06	-0,13
Mg (%)	0,08	0,62	-0,02	0,43	0,25	-0,07	0,42
Mn (ppm)	0,09	-0,01	-0,23	0,20	0,25	0,68	-0,02
Ni (ppm)	0,23	0,14	0,11	-0,05	0,31	0,29	0,65
Pb (ppm)	-0,06	-0,15	0,04	-0,19	0,05	0,11	-0,74
Rb (ppm)	-0,28	0,83	0,01	0,03	-0,10	-0,16	0,01
Sc (ppm)	0,14	-0,14	0,50	-0,03	0,44	-0,16	0,38
Sr (ppm)	0,10	0,04	0,06	0,90	0,00	0,00	-0,04
Th (ppm)	-0,65	0,06	-0,10	-0,25	-0,47	-0,21	-0,18
U (ppm)	-0,58	0,19	-0,08	-0,31	-0,31	-0,27	-0,23
V (ppm)	0,19	-0,16	0,56	-0,16	0,49	0,05	0,21
Y (ppm)	-0,73	0,02	0,04	-0,03	0,41	-0,05	0,07
Zn (ppm)	0,11	0,03	0,12	0,15	0,71	0,05	-0,11

**Tabela 7.4** - Autovalores e porcentagens de variância para cada fator segregado da análise de principais fatores em amostras de sedimentos de corrente.

FATORES	ASSOCIAÇÃO GEOQUÍMICA	AUTOVALORES	VARIÂNCIA (%)
1	Ce-La-Th-U-Y (-)	5,82	23,27
2	Be-Cs-K-Mg-Rb (+)	3,67	14,68
3	Al-Ga-Sc-V(+)	2,59	10,35
4	Ba-Ca-Sr(+)	1,84	7,37
5	Co-Zn(+)	1,49	5,98
6	Fe-Mn(+)	1,42	5,68
7	Cr-Ni (+) / Pb (-)	1,10	4,41
	Total	17,93	71,73

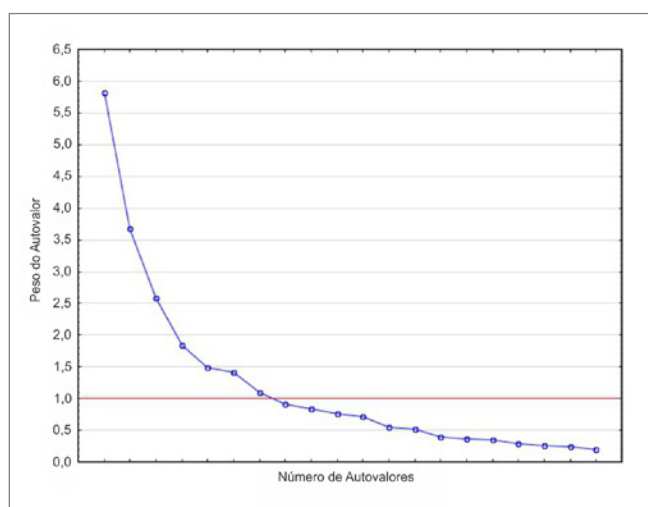
O (zero). O método de rotação utilizado foi o Varimax normalizado, o qual apresenta as melhores correlações das variáveis (no caso, os elementos) em relação aos fatores (REIMANN et al., 2008). Para a determinação da quantidade de fatores que são relevantes para esta análise nas amostras, foi utilizada o teste Scree, onde este mostra um gráfico com os auto-valores (eigenvalues - valor representativo da variância) de cada fator gerado (Figura 7.11). A partir deste gráfico, foi utilizado o critério de Kaiser, onde este considera autovalores relevantes maiores que 1 (hum).

Os elementos disponíveis para esta análise são aqueles que possuem somente 5% das amostras abaixo do limite de detecção do método analítico e da triagem de elementos ocorrida na análise de correlação, conforme

explicada no item anterior. O número de variáveis a ser utilizada nesta análise (dimensionalidade) foi definido pelo algoritmo  $n > p^2$ , uma variável tolerável do algoritmo proposto por Le Maitre (1982), onde  $n$  é o número de amostras e  $p$  o número de variáveis. A utilização da transformação CLR permite que alguns fatores apresentem informações sobre duas associações geoquímicas, uma com coeficientes (loadings) positivos significativos com o fator ( $> 0,5$ ) e outra com coeficientes negativos significativos com o fator ( $< -0,5$ ). A simbologia utilizada para os mapas de scores de pontos e de bacias de proveniência para sedimento de corrente também foram baseados nos quartis de box-plot.

Nestes mapas, a associação geoquímica será destacada em (+) quando esta representar coeficientes positivos significativos (nos mapas de pontos esta associação terá quadrados como símbolos e cores quentes no mapa de bacias) e (-) quando representar coeficientes negativos significativos (nos mapas de pontos, esta associação terá círculos como símbolos e cores frias no mapa de bacias). É importante ressaltar, que um fator que apresente somente uma associação geoquímica, seja ela com coeficientes positivos ou negativos, terá apenas uma simbologia em mapa para melhor compreensão. Outra informação relevante é que para esta análise não foram retiradas as amostras consideradas anômalas (outliers), justamente para mostrar e destacar as importantes ocorrências minerais da área de estudo. Os mapas de scores das associações geoquímicas para sedimento de corrente são apresentados nas Figuras 7.12 a 7.18.

As amostras de sedimento de corrente apresentaram 7 fatores, responsáveis por 74,17% da variância do sistema. Foi considerado valor significante de correlação dos elementos com o fator a partir de  $\pm 0,50$ .



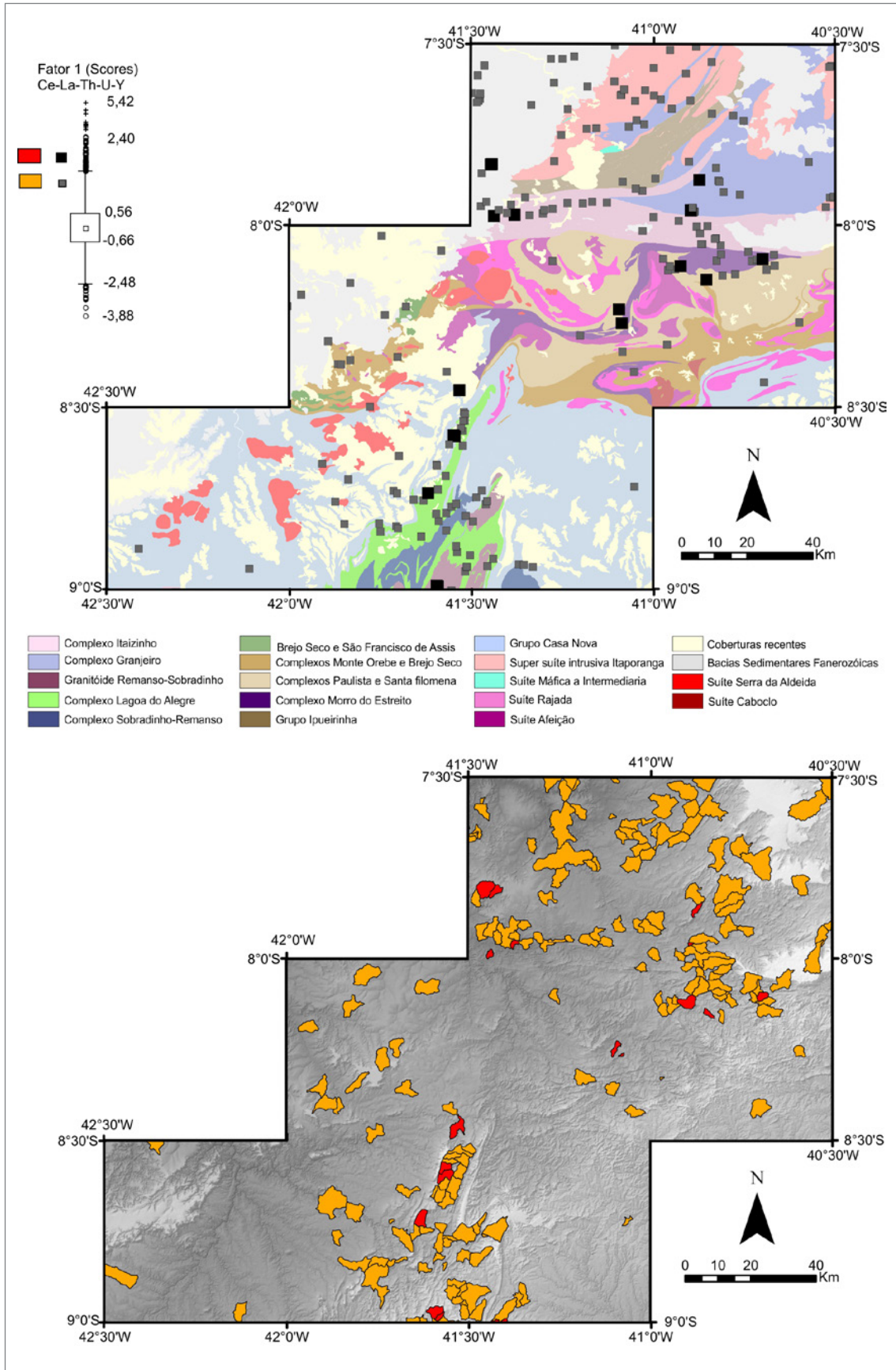
**Figura 7.11** - Gráfico do tipo Scree para determinação da quantidade de fatores relevantes para a análise para as amostras de sedimentos de corrente.

O Fator 1 (Figura 7.12) representa 23,27% da variância do sistema e apresenta significativas correlações negativas para os elementos Ce, La, Th, U e Y. Essa associação geoquímica está presente principalmente no contexto geológico do Cráton São Francisco, aparecendo na unidade Corpo Granitóide Remanso-Sobradinho. Na subárea Faixa Riacho do Pontal tal associação geoquímica se apresenta em unidades dos complexos Morro do Estreito, Itaizinho e Granjeiro, assim como nos granitoides do tipo Campos Sales-Assaré da Suíte Intrusiva Itaporanga. Além das rochas do embasamento cristalino, essa associação geoquímica também está caracterizada em algumas áreas de coberturas quaternárias e das bacias sedimentares Parnaíba e Araripe, sinalizando sua correlação com minerais resistentes pesados como monazita, xenotímio e zircão, que, no caso das áreas cristalinas, advindos de assembleias acessórias, notadamente de suítes granitoides, que inclui entre eles os próprios minerais acima citados. Esta associação pode sugerir conexão com processos hidrotermais ao longo de zonas de cisalhamento como também ligada a processos de cristalização magmática tardia, como a formação de pegmatitos.

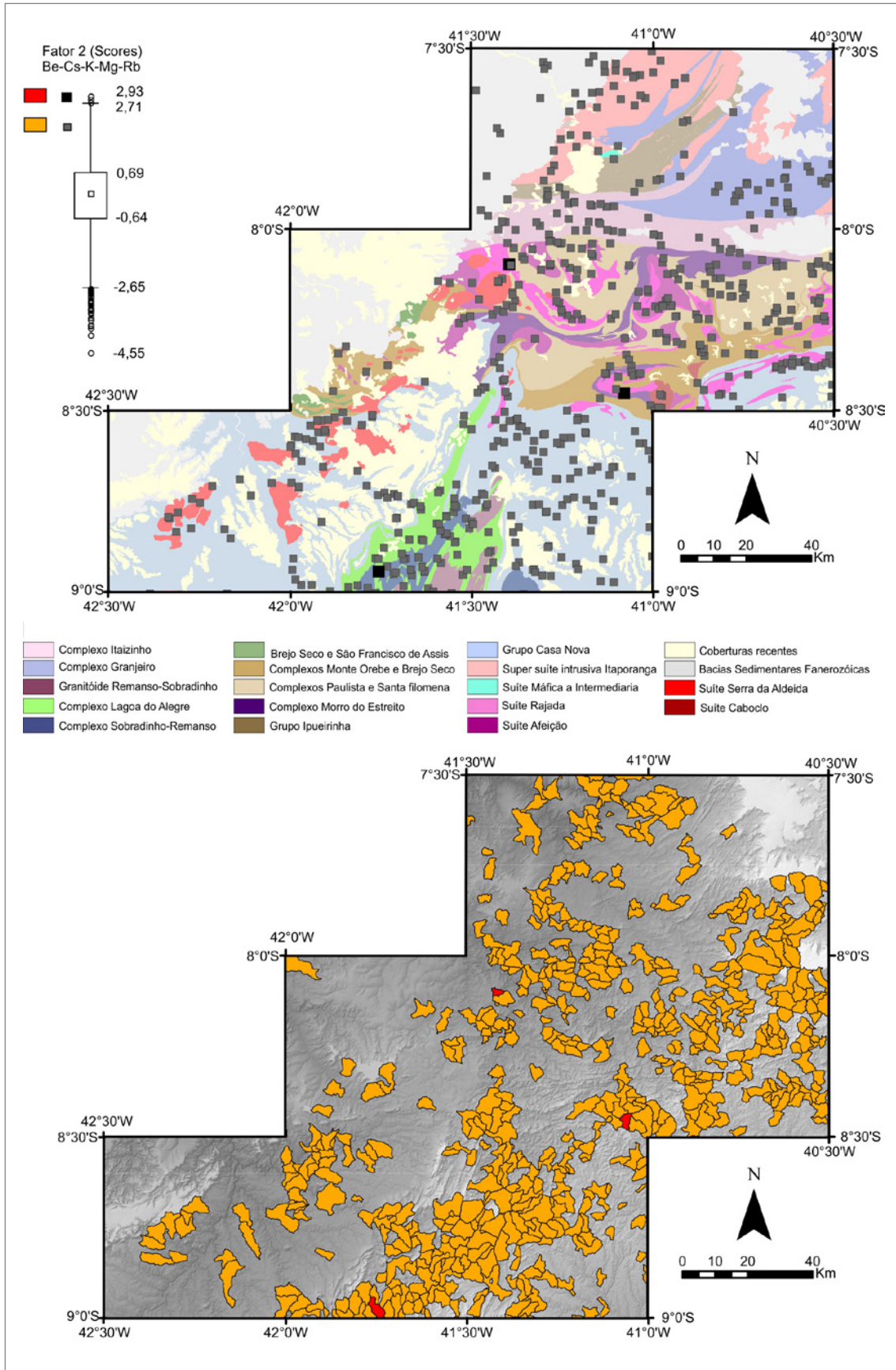
O Fator 2 (Figura 7.13), que representa 14,68% da variância do sistema, mostra correlações positivas para Be, Cs, K, Mg e Rb, apresentando scores significativos para os granitoides e gnaisses em geral na área do projeto, principalmente na Faixa Riacho do Pontal (Suítes Serra da Aldeia, Rajada, Afeição, Serra do Caboclo e Itaporanga; gnaisses dos complexos Itaizinho, Granjeiro e Sobradinho-Remanso, Corpo Granitóide Remanso-Sobradinho e Formação Mandacaru). Esta associação de elementos é indicativa de correlação com minerais como K-feldspato e micas, principalmente biotitas, tanto ligados a cristalização de magmas como a processos hidrotermais em zonas de cisalhamento, sobretudo desenvolvidas sobre as rochas dos complexos Itaizinho e Granjeiro.

O fator 3 (Figura 7.14), que representa 10,35% da variância do sistema, possui significativas correlações positivas para os elementos Al, Ga, Sc e V, apresentando scores significativos principalmente para as coberturas neógeno-quaternárias e lateríticas e mais espaçadas no caso das áreas de embasamento cristalino desprovidas dessas coberturas na Faixa Riacho do Pontal. Esta associação geoquímica representa uma peculiaridade química do processo de laterização, onde estes elementos são corriqueiramente adsorvidos ou co-precipitados nas fases de argilominerais e óxidos/hidróxidos de Al (YARIV e CROSS, 1979).

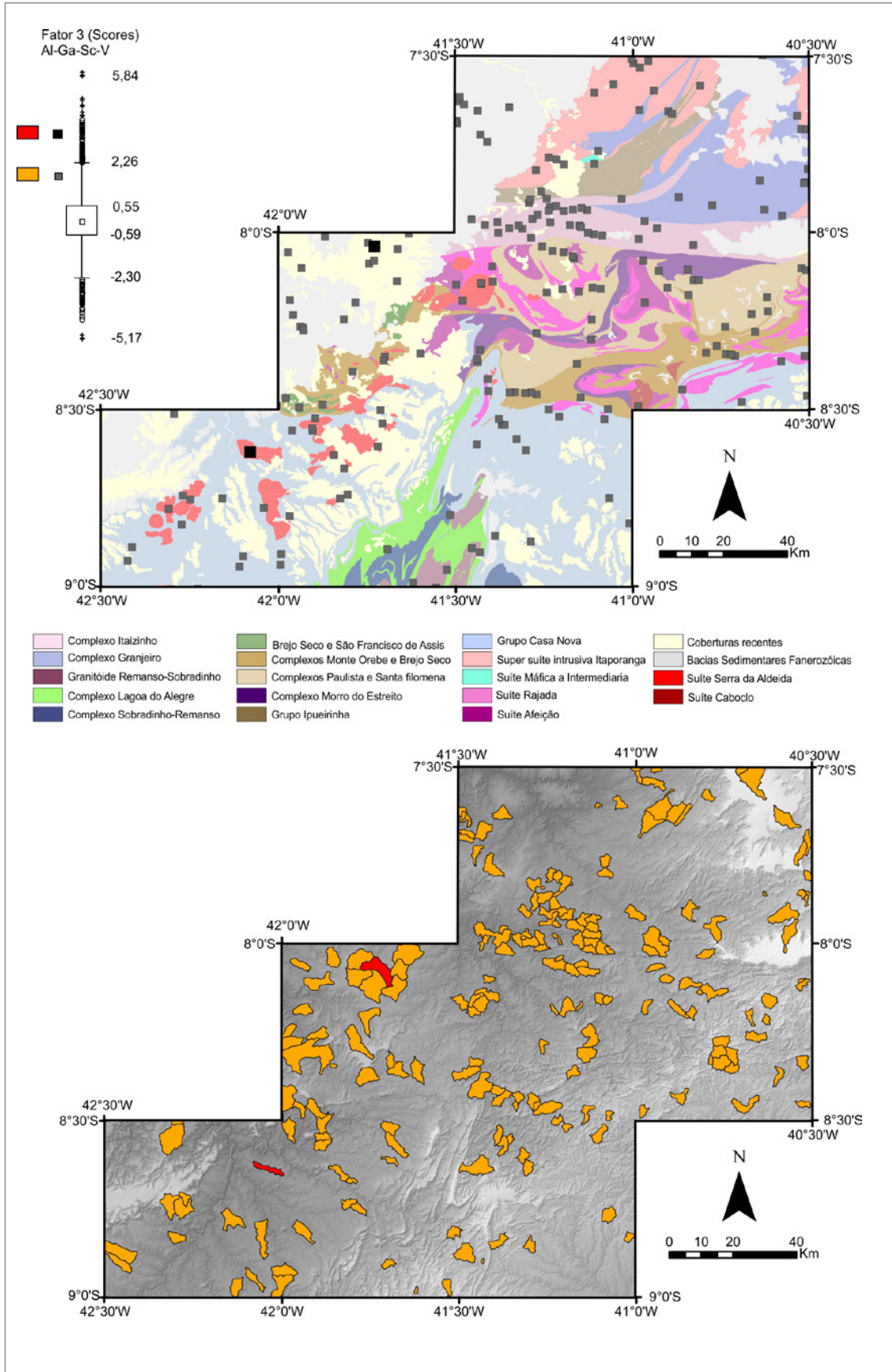
O fator 4 (Figura 7.15), que representa 7,37% da variância do sistema, mostra correlações significativas positivas para Ba, Ca e Sr com scores significativos bem marcados num alinhamento nordeste, que adentra a porção SW da área do projeto a partir da mina de fosfato do carbonatito Angico dos Dias, no Cráton São Francisco.

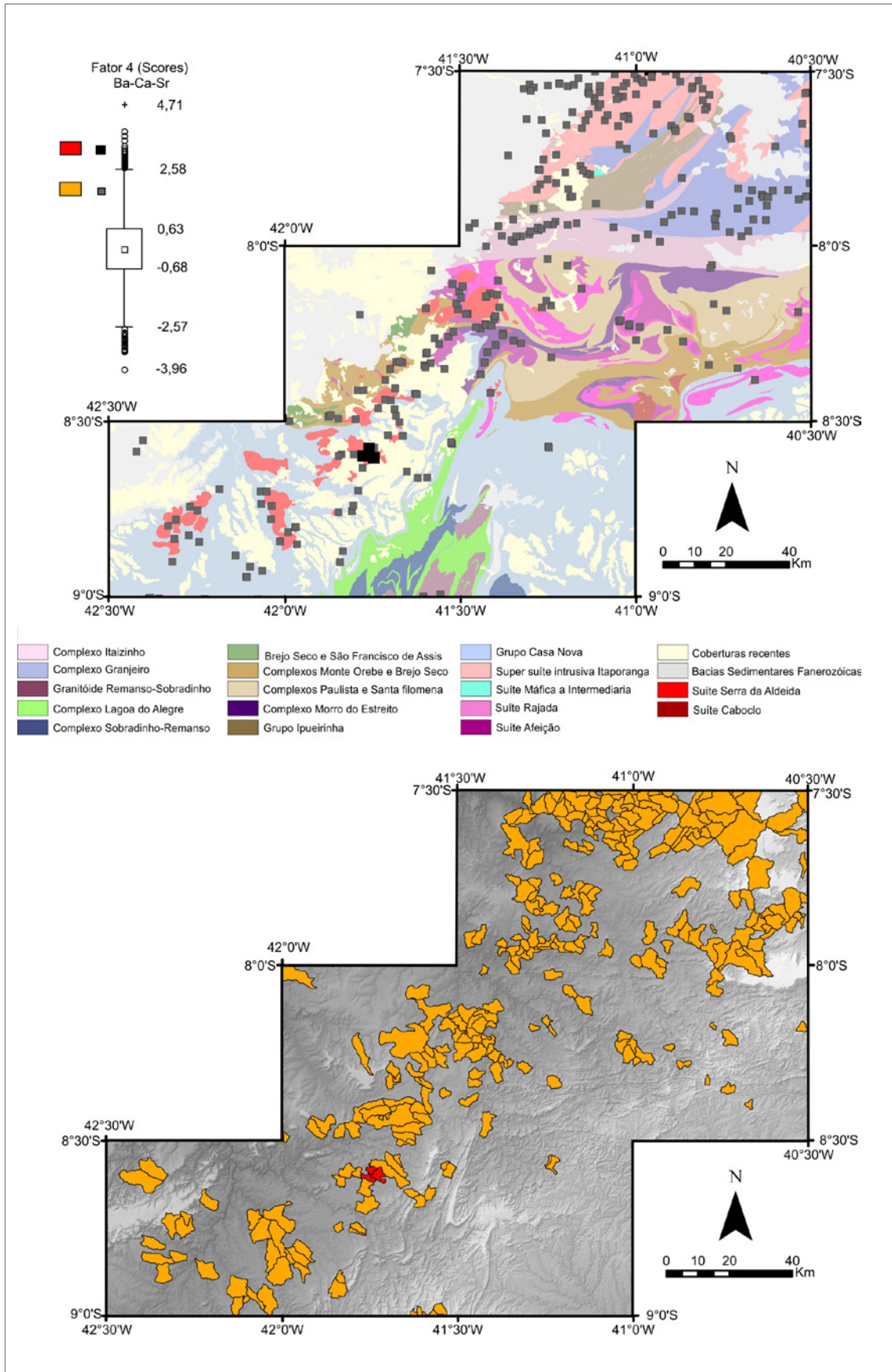


**Figura 7.12** - Distribuição espacial do Fator 1 para sedimentos de corrente nos mapas de pontos e bacias ao longo da Faixa Riacho do Pontal.



**Figura 7.13** - Distribuição espacial do Fator 2 para sedimentos de corrente nos mapas de pontos e bacias ao longo da Riacho do Pontal.





**Figura 7.15** - Distribuição espacial do Fator 4 para sedimentos de corrente nos mapas de pontos e bacias ao longo da Faixa Riacho do Pontal.

Na Faixa Riacho do Pontal, scores significativos aparecem no âmbito das suítes Serra da Aldeia, Máfica a Intermediária, Itaporanga (Campos Sales-Assaré), nos complexos Itaizinho (porção oeste), Granjeiro (porção leste) em coberturas neógeno-quadernárias, além de ocorrer parcialmente nas suítes Rajada e Massapê. No caso do alinhamento nordeste, essa associação geoquímica pode representar novas ocorrências de corpos carbonatíticos ou apenas ocorrências secundárias relacionados a rochas intrusivas alcalinas ultramáficas, correlacionáveis a Suíte Massapê. É importante citar, que apesar do elemento P ter sido retirado do tratamento estatístico multivariado, esse fator de associação geoquímica corresponde às anomalias geoquímicas de P nos sedimentos de corrente apontadas nas microbacias de captação. Em relação às suítes ígneas, essa associação geoquímica pode representar a ocorrência de minerais, como anfibólios e piroxênios cálcicos, já que essas suítes possuem afinidade alcalina quando não possuem composição máfica. Nos complexos Itaizinho e Granjeiro, essa associação geoquímica coincide com as áreas de ocorrência de ortognaisses, enquanto que os scores significativos encontrados nas coberturas neógeno-quadernárias e na área de bacia poderiam ser decorrentes de ações antrópicas em função do emprego de aditivos agrícolas para diversos tipos de cultivos na região.

O fator 5 (Figura 7.16), que representa 5,98% da variância do sistema, mostra correlações positivas significativas para Co-Zn com scores significativos principalmente para as sequências vulcanossedimentares ou sedimentares de ambiente marinho profundo. Na Faixa Riacho do Pontal, esta associação geoquímica é registrada nas rochas dos complexos Granjeiro, Brejo Seco, Monte Orebe, Paulistana, Santa Filomena (porção meridional), parcialmente no Grupo Ipueirinha, e nas formações Mandacaru e Barra Bonita do Grupo Casa Nova. Essa associação pode ser interpretada como decorrente de atividade hidrotermal de fumarolas, tanto no fundo oceânico quanto em fraturas do embasamento, as quais servem de conduto para a circulação desses elementos, fazendo com que sejam precipitados junto aos sedimentos e derrames vulcânicos.

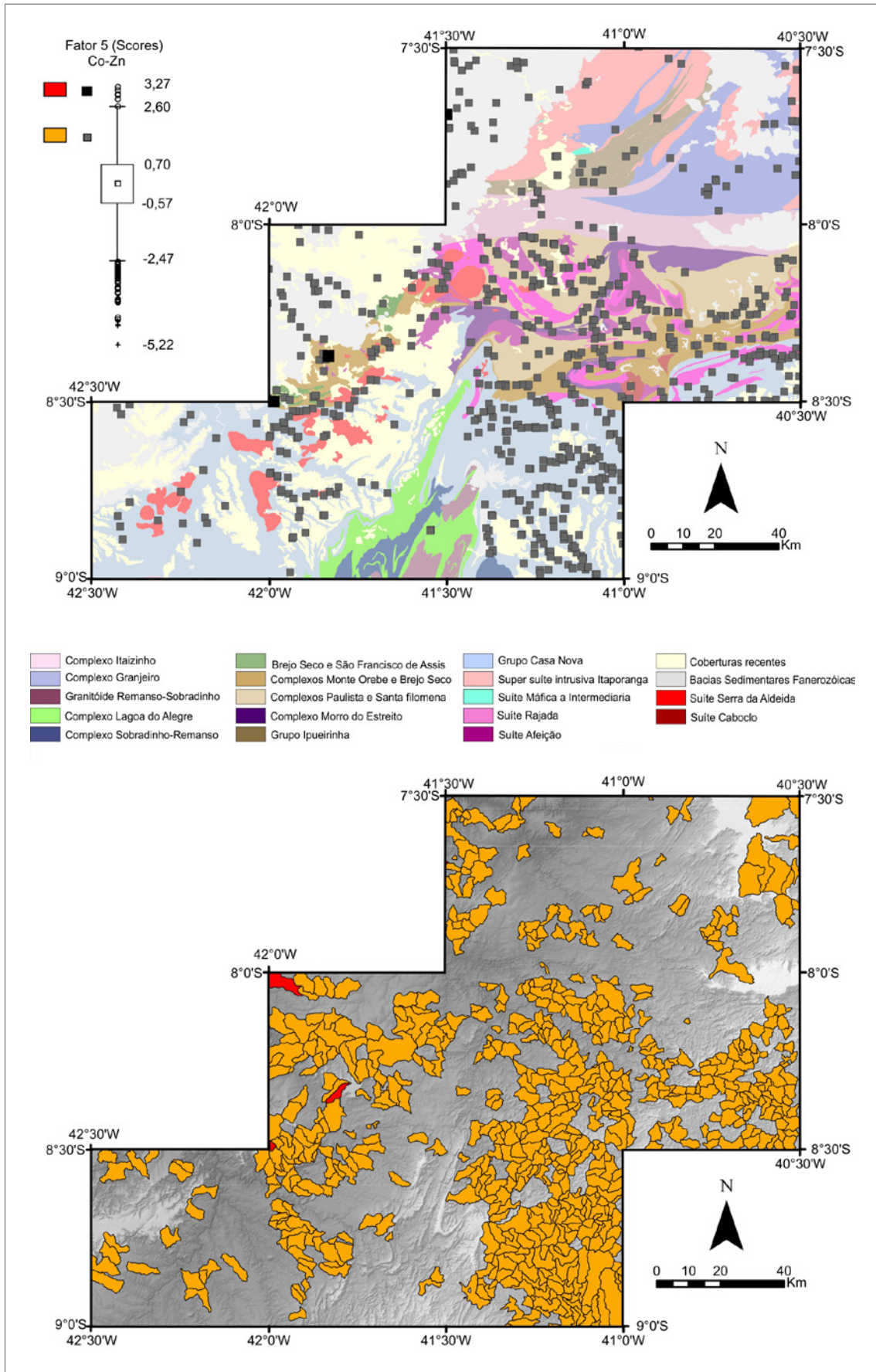
O fator 6 (Figura 7.17), que representa 5,68% da variância do sistema, possui correlações positivas significativas para os elementos Fe e Mn, com scores significativos principalmente para as crostas lateríticas e coberturas neógeno-quadernárias associadas, assim como nas regiões de contato da Bacia do Parnaíba com unidades diversas do embasamento e em algumas unidades de bacias sedimentares. Na Faixa Riacho do Pontal, os scores significativos aparecem nas coberturas lateríticas ocorrem de forma extensiva no extremo oeste da área, implantadas especialmente sobre os

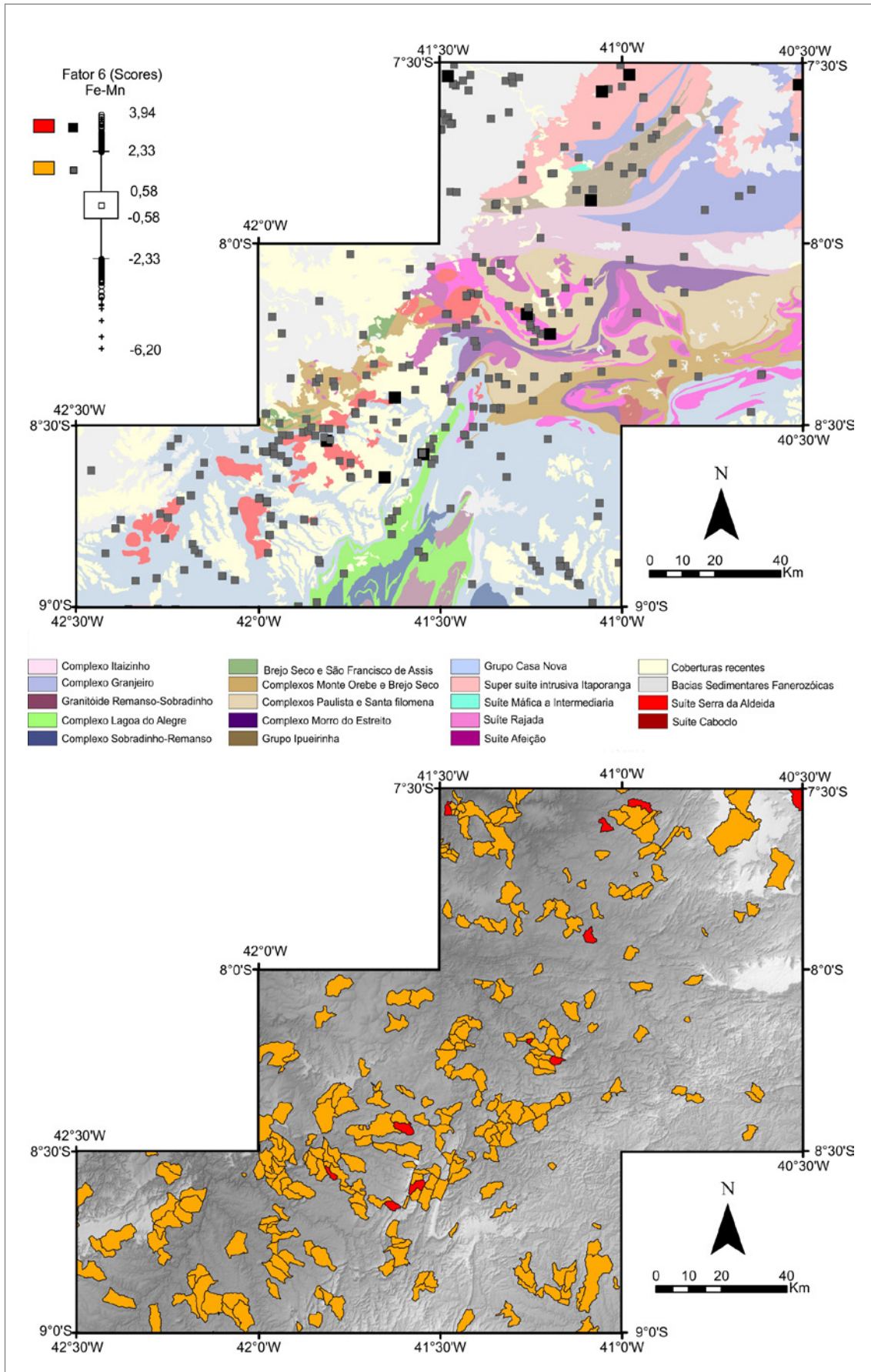
sedimentos da Formação Pimenteiras, assim como em crostas lateríticas mais localizadas associadas às sequências metavulcanossedimentares dos complexos Brejo Seco, Monte Orebe e Paulistana e do Grupo Ipueirinha. Nessas últimas unidades essa associação geoquímica marca as ocorrências das formações ferro-manganesíferas com metacherts associados, bem como crostas lateríticas desenvolvidas sobre rochas xistosas. Primariamente, tal associação, nas rochas sedimentares, pode estar vinculada a circulação de fluidos no contato da Bacia do Parnaíba com o embasamento, precipitando e concentrando esses elementos junto aos sedimentos finos durante períodos de inundação máxima e de maior atividade deposicional da bacia. Por outro lado, nos contextos vulcanossedimentares a associação geoquímica de Fe e Mn estaria ligada a concentrações de minerais ferromagnesianos remobilizados por fluidos hidrotermais em zonas de cisalhamento.

O fator 7 (Figura 7.18), que representa 4,41% da variância do sistema, mostra correlações positivas significativas para os elementos Cr e Ni com scores significativos na Faixa Riacho do Pontal para unidades dos complexos Brejo Seco, Monte Orebe, Santa Filomena, Paulistana, Itaizinho, Granjeiro e Lagoa do Alegre, Suíte Máfica a Intermediária, assim como para as rochas do Grupo Ipueirinha e da Formação Mandacaru, sendo tal associação geoquímica indicativa da ocorrência de rochas de composição máfica e ultramáfica, com assembleias minerais incluindo cromita, olivina, piroxênios, anfibólios e serpentinas.

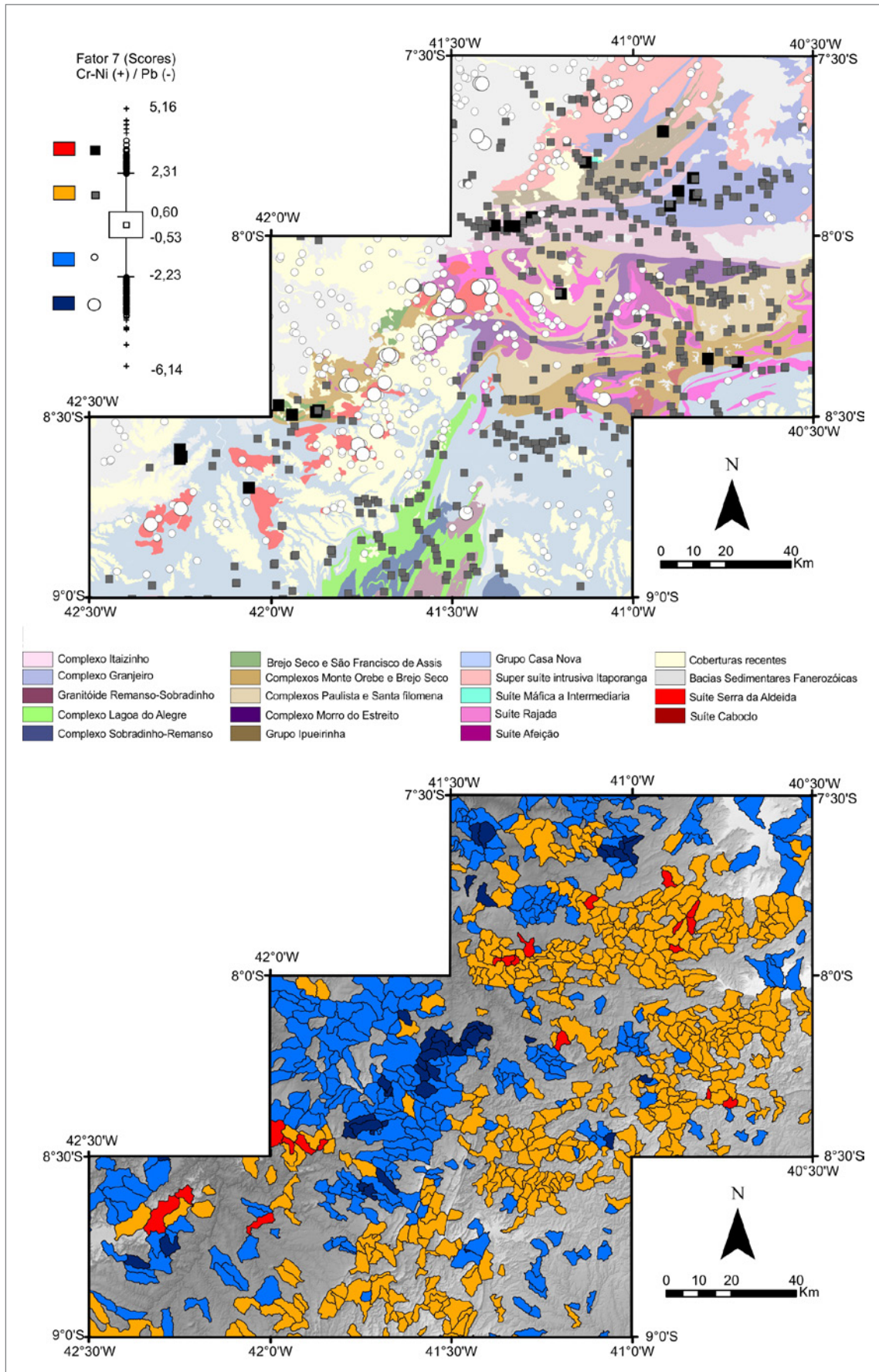
Especificamente, no contexto do Complexo Brejo Seco scores significativos dessa assinatura geoquímica são compatíveis com as ocorrências dos corpos intrusivos de Brejo Seco e São Francisco de Assis, enquanto no Grupo Ipueirinha com o Serpentinó Carnaubal. Os altos valores de scores registrados na borda da Bacia do Parnaíba sugerem a ocorrência de intrusões de rochas máfico-ultramáficas, possivelmente diques ou soleiras de composição gábrica. Esse fator também apresenta correlações negativas significativas para Pb, que apesar de não ser uma associação de elementos, mostra scores significativos principalmente para as coberturas neógeno-quadernárias, as áreas de bacia sedimentar e para granitos de composição evoluída, como nas rochas das suítes Serra da Aldeia e Itaporanga (Campos Sales-Assaré), onde os scores são mais fortes. Além dessas unidades, é verificado scores significativos em suítes granitoides sin-colisionais, que sugere a presença de minerais enriquecidos em Pb, em decorrência de decaimento radioativo do U, como por exemplo zircão. Tais minerais são resistentes e normalmente encontrados nas coberturas e áreas de bacia sedimentar, o que explicaria os scores significativos relativos ao Pb nesses ambientes.







**Figura 7.17** - Distribuição espacial do Fator 6 para sedimentos de corrente nos mapas de pontos e bacias ao longo da Faixa Riacho do Pontal.



**Figura 7.18** - Distribuição espacial do Fator 7 para sedimentos de corrente nos mapas de pontos e bacias ao longo da Faixa Riacho do Pontal.

## 8. GEOFÍSICA

### 8.1. INTRODUÇÃO

A subárea Riacho do Pontal é recoberta por dados geofísicos aéreos (gamaespectrometria, magnetometria e gravimetria) e terrestres (gravimetria). Para interpretação e integração dos dados geofísicos foram usados dados geológicos provenientes de mapeamentos geológicos do Programa de Levantamento Geológico Básico (PLGB) de folhas 1:100.000 (ANGELIM, 1988; GOMES e VASCONCELOS, 1991; RIBEIRO e VASCONCELOS, 1991; SAMPAIO e VASCONCELOS, 1991), informações inéditas fornecidas pelos projetos ARM's relativos à Borda Marginal do Cráton São Francisco, que inclui o presente trabalho da subárea Riacho do Pontal, além de dados disponíveis na literatura (p. ex., OLIVEIRA, 1998, 2008; CAXITO, 2013; BRITO NEVES; ANGELIM e VAN SCHMUS, 2015).

O estudo integrado dos dados aerogeofísicos foi realizado visando o entendimento das relações tectono-estruturais que envolvem a Faixa Riacho do Pontal e o Cráton São Francisco, com base na separação de domínios geofísicos, determinação dos lineamentos geofísicos, geometria e profundidade das fontes.

### 8.2. DADOS GEOFÍSICOS

O conjunto de dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos utilizados nesse trabalho corresponde aos projetos Centro-Sudoeste do Ceará (2010), Pernambuco-Piauí (2006) e Borda Sul da Bacia do Parnaíba (1976) (Figura 6.1). Esses dados foram adquiridos pela Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas Ltda., Lasa Engenharia e Prospecções S.A. e Prospec S.A., respectivamente. Para os dados do Projeto Centro-Sudoeste do Ceará, foram voados um total de 100.487 km de perfis de magnetometria e gamaespectrometria de alta resolução, com intervalo de amostragem de 0,1 s e 1,0 s, respectivamente, e com altura média em relação ao terreno de 100 m. As linhas de voo têm direção N-S, com espaçamento entre elas de 0,5 km. As linhas de controle de qualidade do levantamento foram voadas na direção E-W e possuem espaçamento de 10 km. O Projeto Pernambuco-Piauí possui características semelhantes ao anterior, ao longo de 104.119,98 km de perfis geofísicos. Foi utilizado sistema aeromagnético (Geometrics G822A) acoplado a sensor de vapor de césio do tipo Stinger, com resolução de 0,001 nT e faixa de amostragem entre 20.000 e 95.000 nT. Foram utilizados aerogamaespectrômetros

Radiations Solutions, modelo RS-500 de 1024 canais espectrais e Exploranium, modelo GR-820 de 256 canais espectrais (LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S.A. E PROSPECTORS AEROLEVANTAMENTOS E SISTEMAS LTDA, 2006; PROSPECTORS AEROLEVANTAMENTOS E SISTEMAS LTDA., 2010). Para os dados do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba, foram voados 71.620 km de perfis magnetométricos e gamaespectrométricos, com linhas de voo N-S, espaçamento de 2 km, amostragem de 2 s e altura nominal de voo de 150 m. O magnetômetro da Geometrics, modelo G-803 e o gamaespectrômetro, modelo DIGRS-3001 da Exploranium, foram utilizados nesse levantamento.

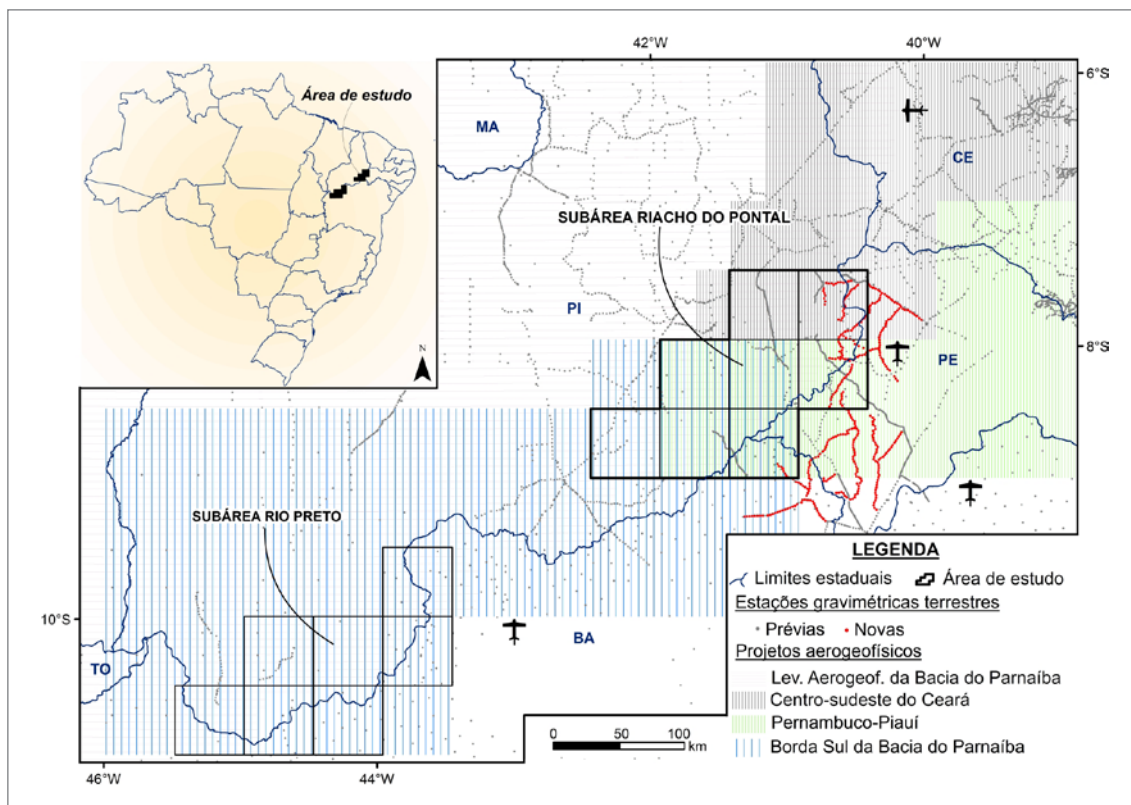
Foram usados dados gravimétricos terrestres, adquiridos por diversas universidades (USP, UFRN, UFPE, entre outras) e instituições de pesquisa (CPRM, Petrobras, ON) e aéreos levantados por meio do convênio USP-ANP no âmbito do Projeto Levantamentos aerogeofísicos para a identificação de áreas com ocorrência potencial de petróleo e gás na Bacia do Parnaíba (2005/2006) (Figura 6.1). Os dados aerogravimétricos têm linhas de voo na direção E-W, com espaçamento de 6 km, intervalo entre as medições de 0,04 s (aproximadamente 3 m) e altura média de voo entre 500 a 800 m. Foi utilizado um sistema aerogravimétrico composto de plataforma inercial e três sensores gravimétricos em paralelo, modelo Gráviton GMB-3 (ANDRADE e KONZEN, 2006).

Com objetivo de ampliar a cobertura gravimétrica na região, para elaboração de mapas de anomalias Bouguer com melhor resolução, foi realizado levantamento gravimétrico terrestre na porção leste da área de estudo (Figura 8.1). O equipamento utilizado foi um gravímetro digital Autograv CG-5 da Scintrex, com faixa de leituras da ordem de 8.000 mGals e resolução de 0,001 mGal.

O processamento, correções e interpretações dos conjuntos de dados geofísicos foram realizados por meio dos softwares Oasis Montaj da Geosoft (versão 9) e ArcMap da ESRI (versão 10).

#### 8.2.1. Gamaespectrometria

Inicialmente, os bancos de dados gamaespectrométricos aéreos foram recortados de modo a abranger apenas a área de estudo. Logo após, foram realizadas análises estatísticas para verificação de inconsistências, com a exclusão de valores de concentração dos radioelementos espúrios e negativos e linhas de controle dos



**Figura 8.1** - Mapa de localização da área de estudo - subárea Riacho do Pontal, dos projetos aerogeofísicos e dados gravimétricos terrestres prévios e adquiridos ao longo do projeto.

levantamentos. Os dados dos projetos mais recentes foram interpolados em malha quadrada com célula de 125 m de lado por meio de método bidirecional. Os grids foram unidos pelo método de sutura, usando área comum ou de intersecção entre os dois projetos com o ajuste das médias e desvios padrão (JOHNSON; CHEESEMAN e FERRIS., 1999). Os dados do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba foram processados separadamente em célula quadrada de 500 m de lado e integrados de modo georreferenciado aos demais dados (Figura 8.2). Esses dados não apresentam valores de concentração dos radioelementos, logo não foram usados nos procedimentos estatísticos.

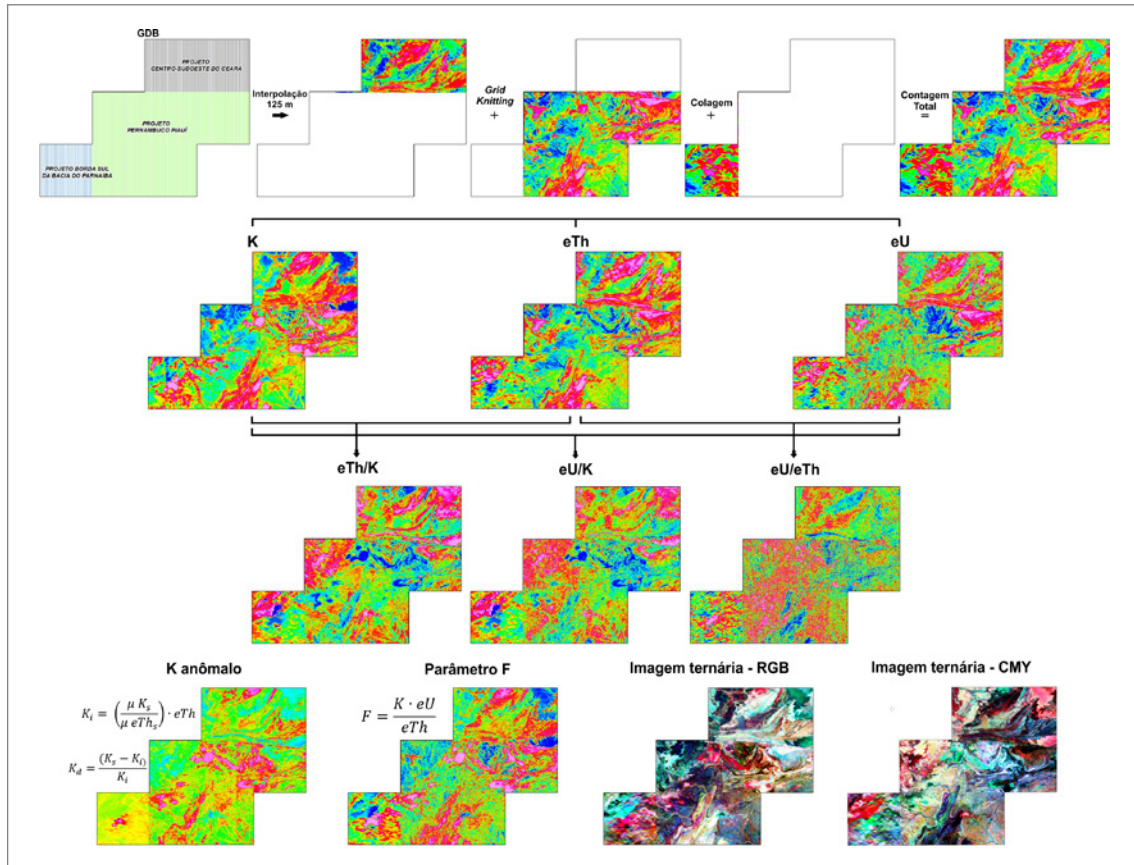
Foram elaboradas imagens dos canais potássio (K), equivalente tório (eTh), equivalente urânio (eU) e contagem total (CT). Combinações entre os radioelementos serviram para gerar outros produtos que realçam melhor unidades geológicas específicas, que são importantes do ponto de vista cartográfico e prospectivo. São eles: razões entre os elementos (eTh/K, eU/K e eU/eTh), imagens ternárias em falsa cor RGB (Red, Green, Blue) e CMY (Cyan, Magenta, Yellow), potássio anômalo (Kd) e parâmetro ou fator F (Figura 8.2).

Os mapas dos canais de potássio, em %, equivalente do tório, em ppm, e equivalente do urânio, em ppm, mostram as variações espaciais das concentrações de cada elemento (Figura 8.3), baseadas na intensidade

de radiação recebida em um determinado intervalo de frequência (IAEA, 2003). As concentrações dos radioelementos variam de acordo com a composição das rochas de uma determinada região, sendo que a média na crosta terrestre superior é de 2,3% de Potássio, 12 ppm do Tório e 2,7 ppm do Urânio (IAEA, 2003). No caso da área de estudo, a concentração de potássio está em 2,28%, e as concentrações de tório e urânio representam 12,26 ppm e 3,16 ppm, respectivamente.

Os mapas de razões entre os radioelementos foram obtidos com valores de concentração no banco de dados e são mostrados na Figura 8.4. Esses produtos foram relevantes nas interpretações, visto que realçam o enriquecimento relativo de um canal em relação ao outro (GRANT, 1998). Essa técnica também é importante do ponto de vista prospectivo, associada a processos de alteração hidrotermal em soluções enriquecidas em potássio ou urânio (GNOJEK e PRICHYSTAL, 1985).

Outros produtos utilizados nas interpretações e que servem de bons guias prospectivos foram o potássio anômalo e o parâmetro ou fator F (Figuras 8.5A e 8.5B). O primeiro trata da relação direta entre valores ideais de K e os de concentração de eTh (Pires, 1995), enquanto que o parâmetro F considera a abundância do K para a razão eTh/eU e abundância do eU para a razão eTh/K (OSTROVSKIY, 1973; GNOJEK e PRICHYSTAL, 1985).



**Figura 8.2 -** Fluxograma de processamento dos dados aerogamaespectrométricos. GDB: Geodatabase; K: Potássio; eTh: equivalente do Tório; eU: equivalente do Urânio; RGB: Red, Green, Blue; CMY: Cyan, Magenta, Yellow.

A composição ternária em falsa cor RGB (Figura 8.5C) foi usada como base para as interpretações e separação de domínios geofísicos/geológicos. Essa técnica é bastante utilizada por representar a variação espacial dos três radioelementos em único mapa. No caso, os valores de concentração de K, eTh e eU são representados pelas cores vermelho, verde e azul, respectivamente.

### 8.2.2. Magnetometria

Os dados aeromagnéticos foram previamente corrigidos da variação diurna e da variação da componente principal do campo geomagnético (International Geomagnetic Reference Field - IGRF) (LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S.A. E PROSPECTORS AEROLEVANTAMENTOS E SISTEMAS LTDA, 2006; PROSPECTORS AEROLEVANTAMENTOS E SISTEMAS LTDA., 2010). Os procedimentos de interpolação e junção dos grids foram semelhantes aos usados no pré-processamento dos dados aerogamaespectrométricos. Foram aplicadas técnicas de filtragem, com intuito de aumentar a relação sinal/ruído, realçar características específicas das fontes magnéticas e interpretação qualitativa dos dados, entre elas: os gradientes nas três direções ortogonais, gradiente horizontal total, gradiente total e inclinação do sinal analítico (Figura 8.6).

O mapa de anomalia magnética (Figura 8.7) apresenta as fontes magnéticas na área de estudo sem os efeitos do campo magnético terrestre. No intuito de facilitar a interpretação dos dados, foi usado o filtro de redução ao polo na tentativa de tornar as anomalias centradas sobre suas devidas fontes magnéticas (BARANOV e NAUDY, 1964). Contudo, para regiões de baixa latitude magnética o filtro se torna muito instável, interferindo na forma das anomalias (CORDANI e SHUKOWSKY, 2009; GEOSOFT, 2015a). Diante disso, o mapa de anomalia magnética foi usado para gerar as derivadas e gradientes magnéticos, empregados nas interpretações.

O mapa da primeira derivada vertical da anomalia magnética (Figura 8.8A) é utilizado para amplificar os curtos comprimentos de onda da anomalia magnética. Tal artifício permite o estudo de fontes magnéticas mais rasas.

O mapa de gradiente total (Figura 8.8B) corresponde aos métodos automáticos ou semiautomáticos que são baseados no uso das derivadas vertical e horizontais das anomalias. Tem como característica principal amplificar os curtos e atenuar os longos comprimentos de onda do sinal geofísico nas três direções ortogonais, realçando as bordas e os contatos de feições geológicas e falhas (NABIGHIAN, 1984; ROEST; VERHOEF e PILKINGTON, 1992).

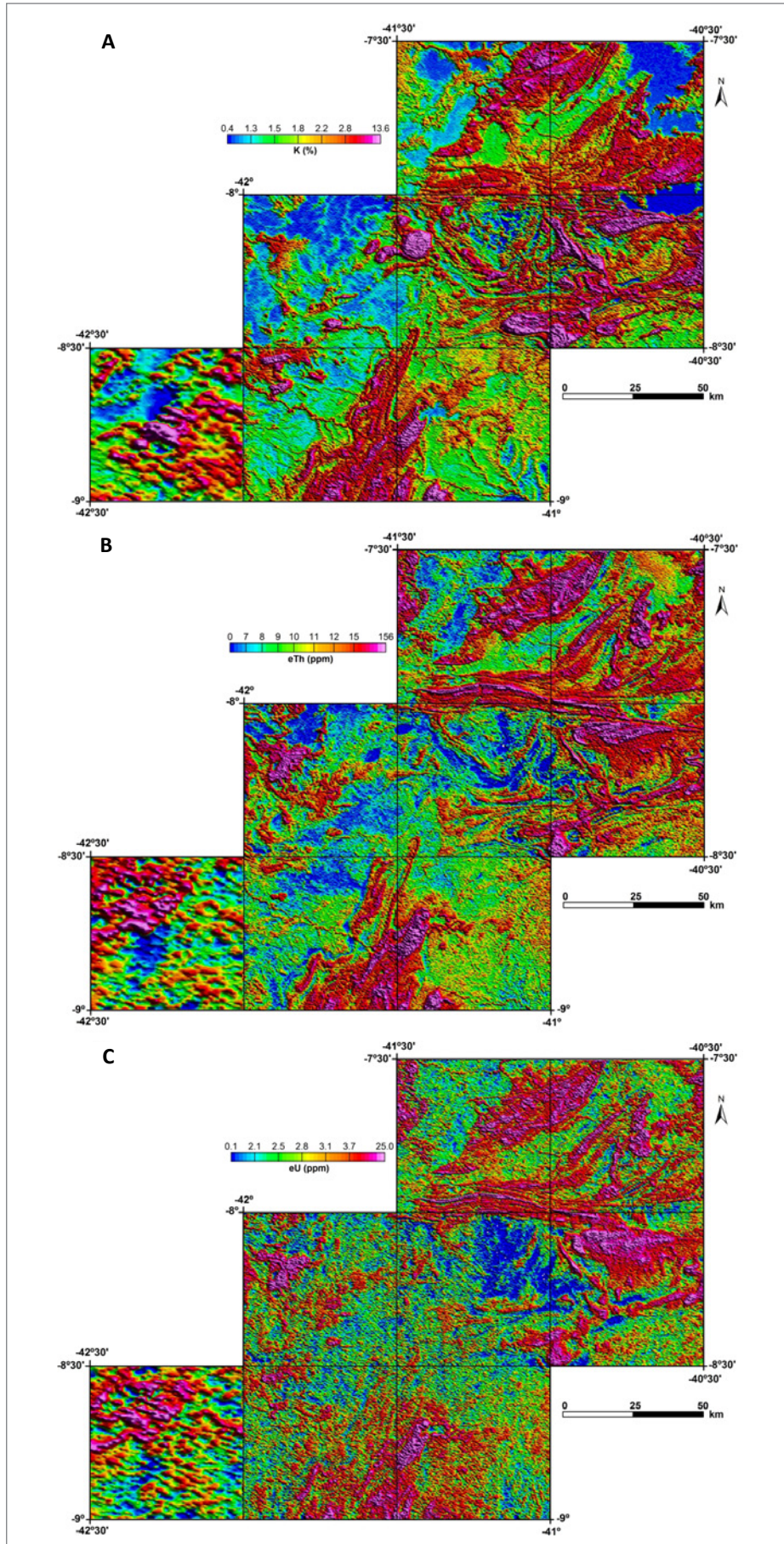
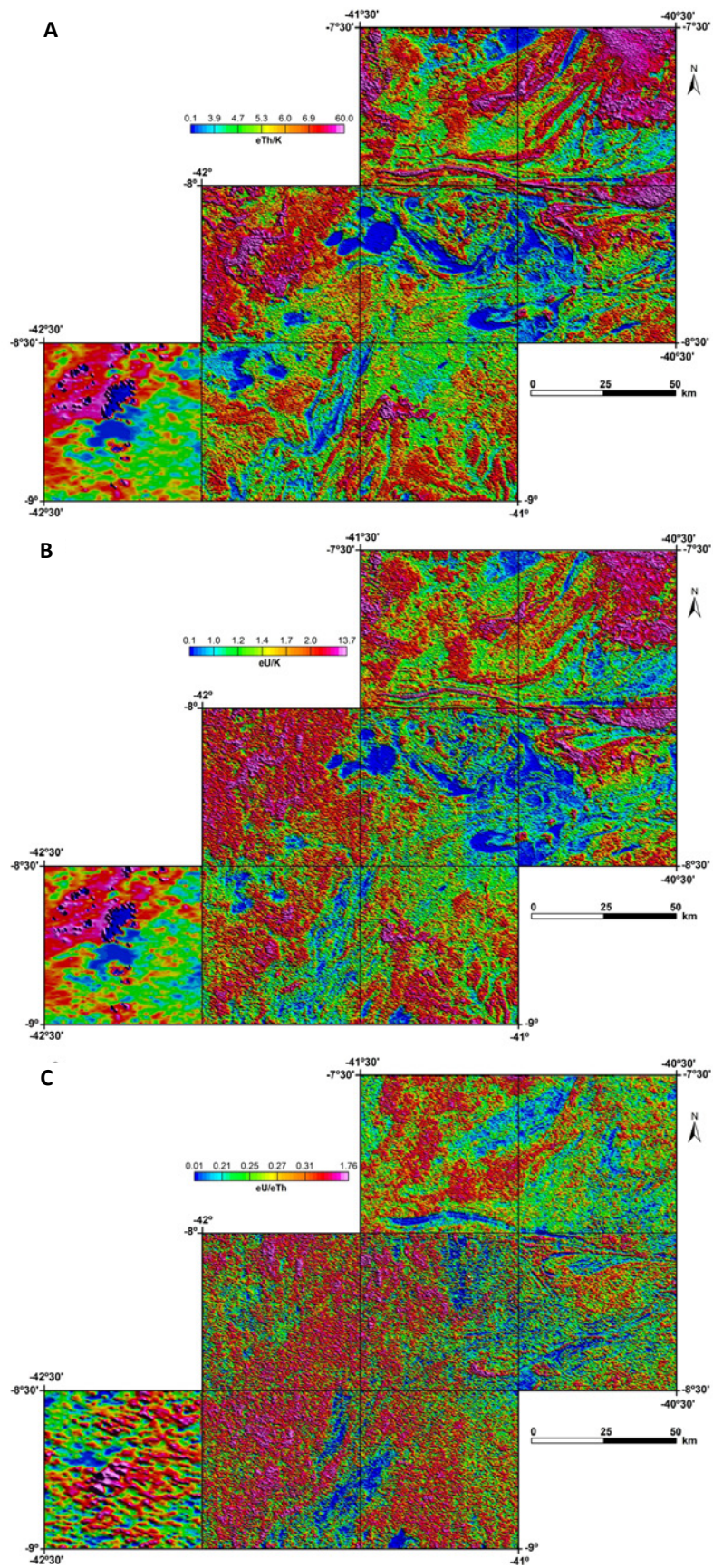
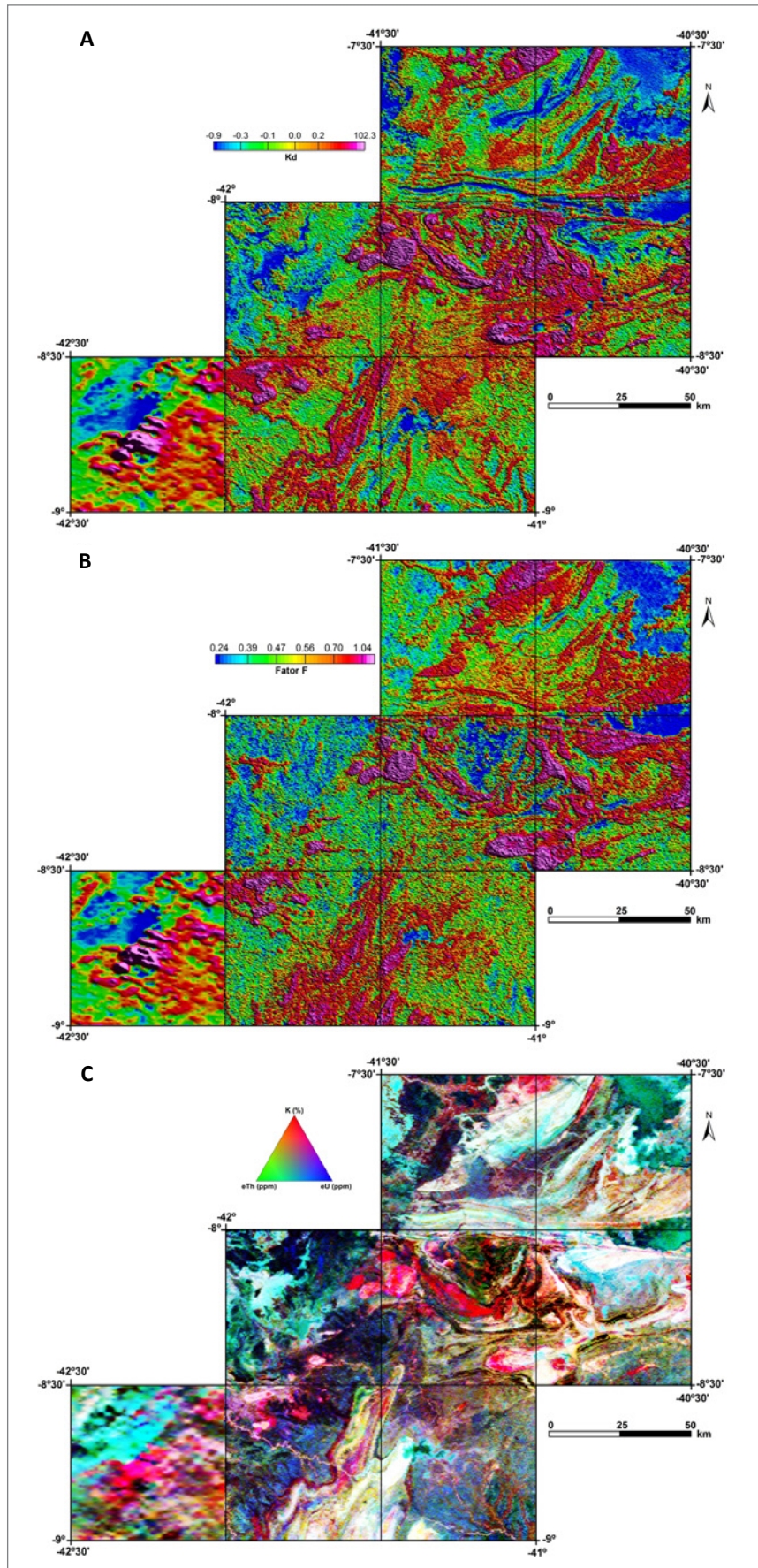


Figura 8.3 - Mapas de distribuição dos radioelementos: A) Potássio (K); B) Equivalente do Tório (eTh) e; C) Equivalente do Urânio (eU).

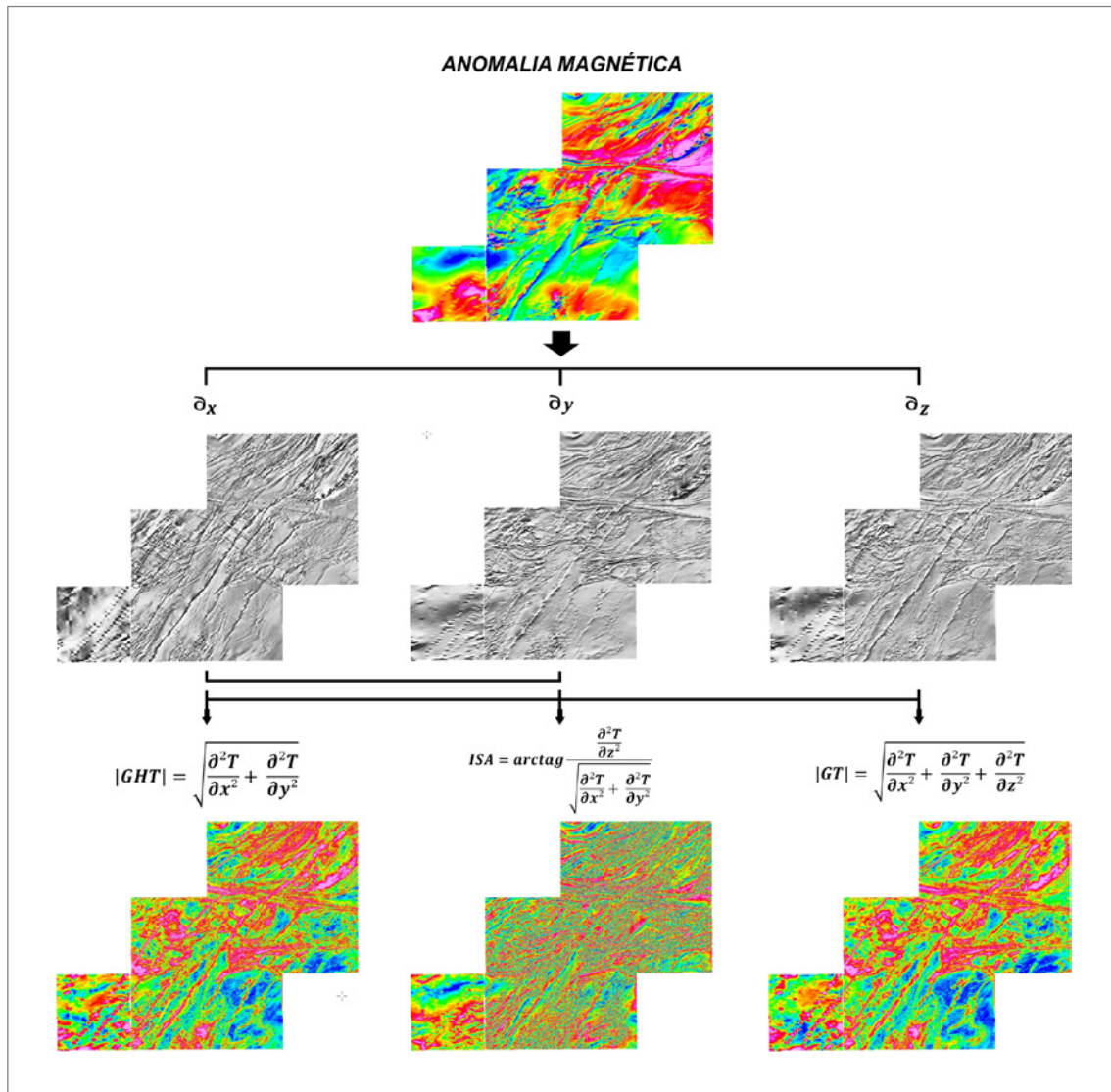


**Figura 8.4** - Mapas de razões entre os radioelementos: A) Equivalente do Tório/Potássio (eTh/K); B) Equivalente do Urânio/Potássio (eU/K) e; C) Equivalente do Urânio/equivalente do Tório (eU/eTh).





**Figura 8.5** - Mapas de combinações entre os radioelementos: A) Potássio anômalo (Kd); B) Parâmetro ou Fator F e; C) Imagem ternária em falsa cor RGB.



**Figura 8.6** - Fluxograma de processamento dos dados aeromagnéticos.  $\partial_x$   $\partial_y$   $\partial_z$ : derivadas ao longo dos eixos X, Y e Z, respectivamente; GHT: Gradiente Horizontal Total; ISA: Inclinação do Sinal Analítico; GT: Gradiente Total.

A inclinação do sinal analítico (Figura 8.8C) é definida pelo ângulo formado entre os vetores imaginários da primeira derivada vertical e pelos vetores reais da primeira derivada em x e y. Essa expressão permite realizar a estimativa do mergulho e do contraste de susceptibilidade das fontes causadoras de anomalias (MILLER e SINGH, 1994).

### 8.2.3. Gravimetria

A estratégia para execução do levantamento gravimétrico teve início com levantamento de informações cartográficas na área de estudo, a fim de identificar as melhores rodovias e vias de acesso para realização de perfis. Foram utilizados dados SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) adquiridos em formato raster acessando o EROS Data Center, controlado pelo USGS (United States Geological Survey), dados altimétricos obtidos pelo sensor ASTER GDEM (Global

Digital Elevation Map), com imagens produzidas a partir de pares estereográficos com resolução espacial horizontal de 30 m e erro vertical de 20 m com 95% de confiança (<http://gdem.aster.ersdac.or.jp/>) e cartas planialtimétricas da SUDENE na escala 1:100.000. Para o processamento, georreferenciamento e visualização das imagens foram utilizados os softwares Arc Gis e Google Earth.

A aquisição dos dados planialtimétricos e gravimétricos foi dividida em duas etapas que ocorreram nos períodos de 24/08/2015 a 12/09/2015 e 28/09/2015 a 17/10/2015 (Figura 8.9). Foram adquiridas 386 estações gravimétricas com espaçamento de aproximadamente 2 km (Figuras 8.1 e 8.10). O levantamento gravimétrico foi realizado em circuitos fechados, cujos pontos de partida e chegada diários correspondem às estações gravimétricas base ou de primeira ordem. A Tabela 8.1 mostra a relação das estações gravimétricas usadas como base durante o levantamento na Faixa Riacho do Pontal.

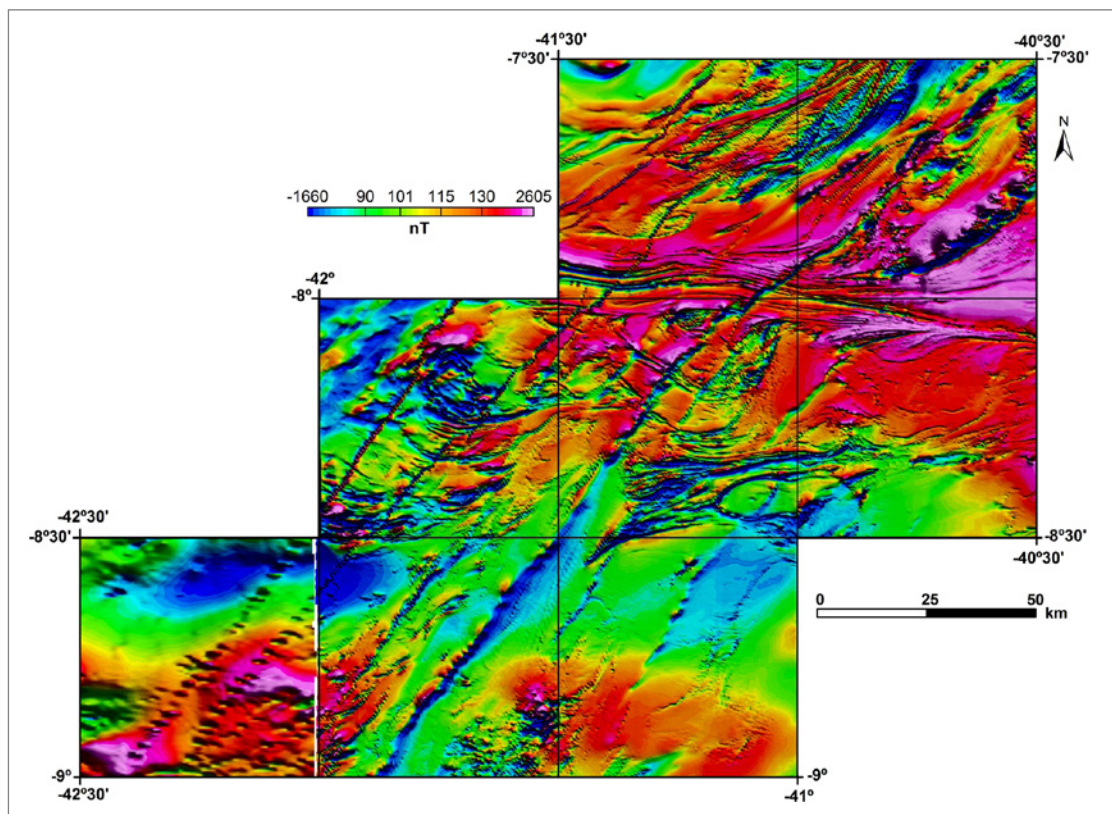


Figura 8.7 - Anomalia magnética corrigida do IGRF.

### 8.2.3.1. Planialtimetria

O levantamento altimétrico foi realizado concomitantemente a aquisição dos dados gravimétricos. Foi utilizado um par de receptores GTR-G<sup>2</sup> com antena GTR 702-GG (GPS/GLONASS) totalmente integrado (frequências L1 e L2). Em levantamentos estáticos a precisão é de 5 a 10 mm para posicionamento horizontal e 10 a 20 mm para vertical. O processamento dos dados planialtimétricos foi realizado por meio do software Trimble Total Control (versão 2.7). Inicialmente, foi realizada a conversão dos dados adquiridos para o formato Receiver Independent Exchange (RINEX). Tal procedimento foi efetuado por meio do software Convert 4 (versão 3.5.0.7.3051) da NovAtel. De posse dos dados RINEX, os dados das estações base foram processados via Posicionamento por Ponto Preciso (PPP) no site do IBGE (<http://www.ppp.ibge.gov.br/ppp.htm>).

O processamento das estações itinerantes foi conduzido com as informações das estações base processadas pelo PPP usando o datum SIRGAS 2000. Foi usado corte no ângulo de elevação de 10°, intervalo de processamento variando de 10 a 15 s, frequências L1 e L2, modo de processamento automático e optando por dividir as sessões, se o tempo de início diferir mais do que 60 min. O modelo troposférico usado foi o de Hopfield Clássico. Inicialmente foram definidas as altitudes geométricas das estações de medidas. No cálculo das altitudes

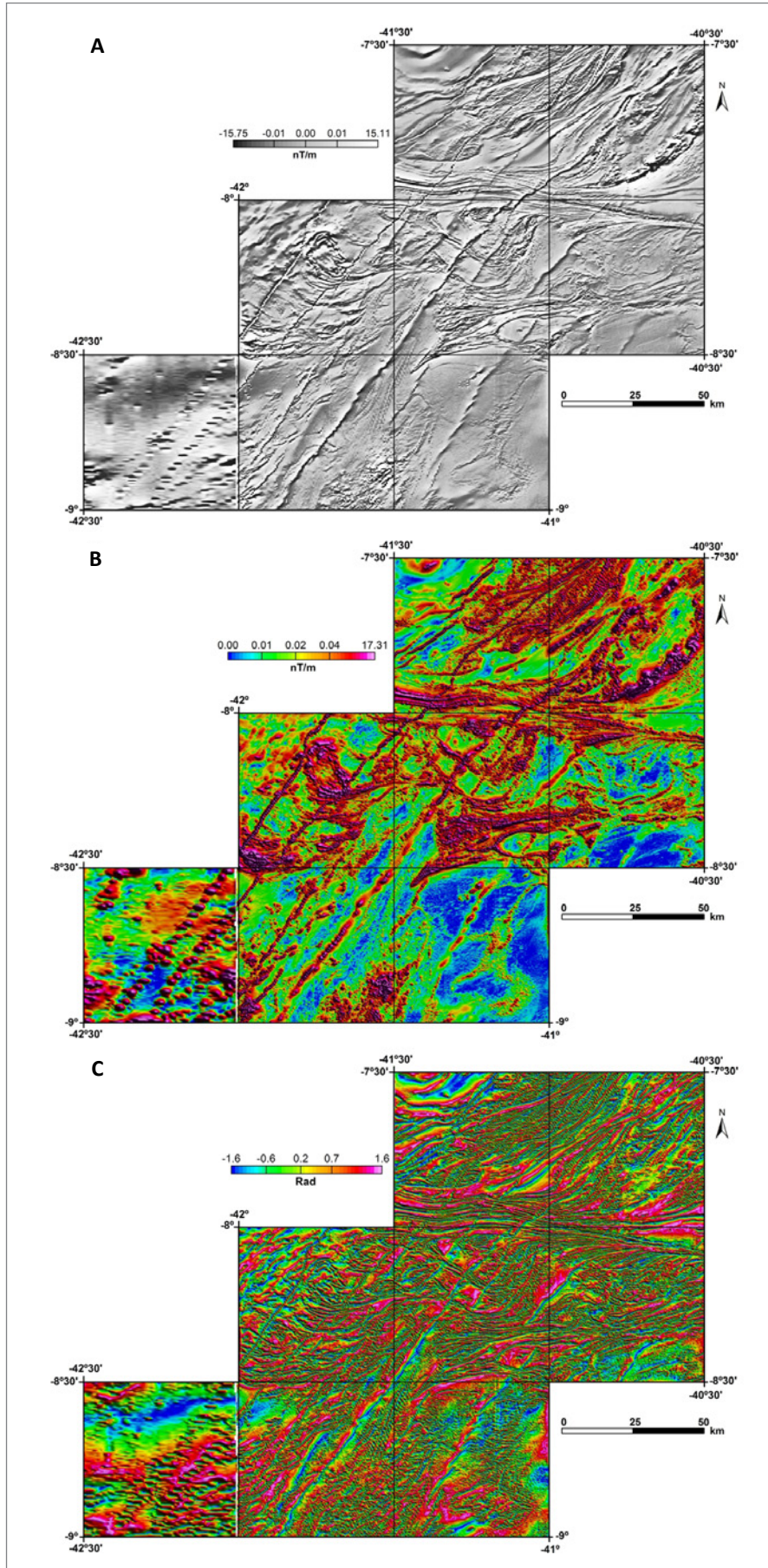
ortométricas, a determinação da ondulação do geóide foi efetuada por meio do software do IBGE: MAPGEO2015. Esse modelo de geóide foi calculado com resolução de 5' de arco e é o mais atual do território brasileiro.

### 8.2.3.2. Correção dos dados gravimétricos

O banco de dados gravimétricos adquirido foi importado por meio do software Oasis Montaj. As correções desses dados envolveram o cálculo dos efeitos da maré, drift instrumental, altura do instrumento e latitude. A partir daí, foram calculados os valores de gravidade em cada estação de medida com base na estação gravimétrica de primeira ordem e conseqüentemente obtidos os valores das anomalias Ar-Livre e Bouguer simples e completa (com correção de terreno). As correções foram baseadas no manual de processamento de dados gravimétricos do Oasis Montaj (GEOSOFT, 2015b).

### 8.2.3.3. Processamento dos dados gravimétricos

Os dados gravimétricos adquiridos durante o andamento do projeto (2015) foram corrigidos e incorporados ao banco de dados aéreo e terrestre existente para gerar o mapa de anomalias Bouguer (Figura 8.10). Previamente, foram realizadas análises estatísticas e da distribuição espacial dos dados com intuito de verificar a consistência entre



**Figura 8.8** - Produtos aeromagnéticos: A) Primeira derivada vertical; B) Gradiente total e; C) Inclinação do sinal analítico.

**Tabela 8.1** - Estações gravimétricas base utilizadas no levantamento na Faixa Riacho do Pontal.

Estação	Longitude	Latitude	Elevação (m)	Gravidade (mGal)	Localização
090880 ON	41°27'59.4"W	7°04'59.9"S	206.4	978018.82	Igreja Matriz de Picos/PI
8094632 IBGE*	40°29'43"W	7°34'25"S	622.3713	977952.68	Igreja Matriz de Araripina/PE
8094112 IBGE	40°36'50"W	8°09'42"S	641.8188	977979.81	Igreja Matriz de Santa Filomena/PE
090680 ON	40°30'01.3"W	9°23'55.5"S	377.15	978041.01	Catedral de Petrolina/PE

\*transferência de base gravimétrica 090880 ON para 8094632 IBGE



**Figura 8.9** - Prancha de fotografias com aquisição dos dados planialtimétricos e gravimétricos.

A) Estação gravimétrica base em Picos/PI; B) Detalhe do nivelamento do gravímetro CG-5; C) Estação base do GNSS com aquisição gravimétrica; e D) Aquisição com GNSS itinerante e gravímetro CG-5.

os bancos de dados prévios e novos. O mapa gravimétrico Bouguer foi confeccionado por meio da interpolação dos dados em malha regular de 5,0 km, utilizando o método da mínima curvatura (BRIGGS, 1974; GEOSOFT, 2015a).

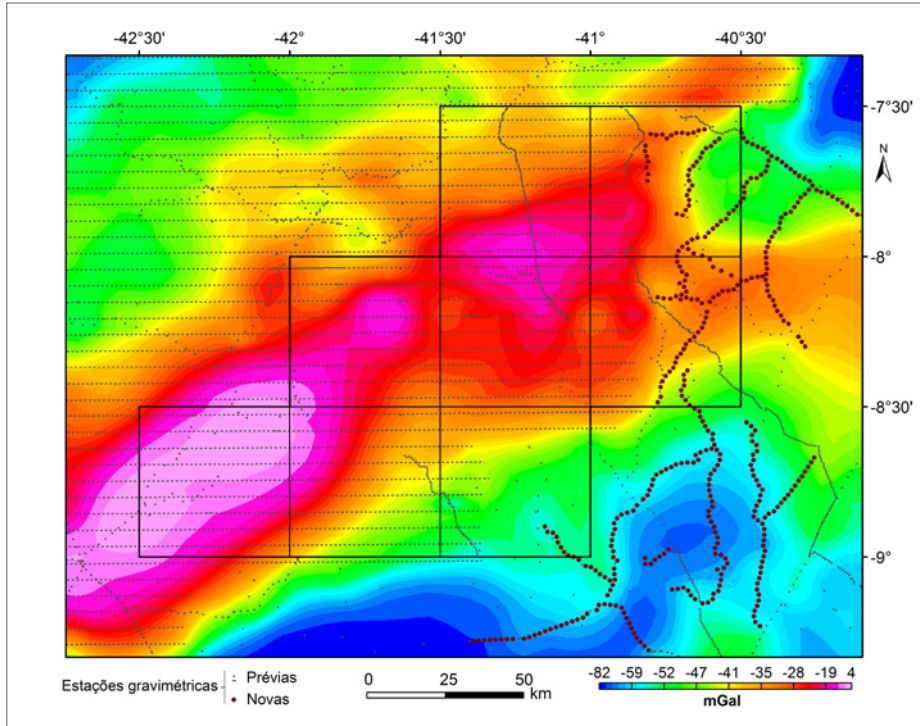
O espectro de potência radial médio (SPECTOR e GRANT, 1970) da anomalia Bouguer mostrou que o ponto ideal para o corte do comprimento de onda do sinal gravimétrico é de 0,02 ciclos/km ou 50 km (Figura 8.11). Anomalias gravimétricas de comprimento de onda superior a 50 km estão associadas a fontes profundas (interface crosta/manto). Já as anomalias com comprimentos de onda inferiores a 50 km podem ser representadas por fontes intermediárias e rasas (crosta superior).

O processamento dos dados inclui a separação das componentes regional e residual do campo gravimétrico por meio do filtro de separação regional-residual, que se

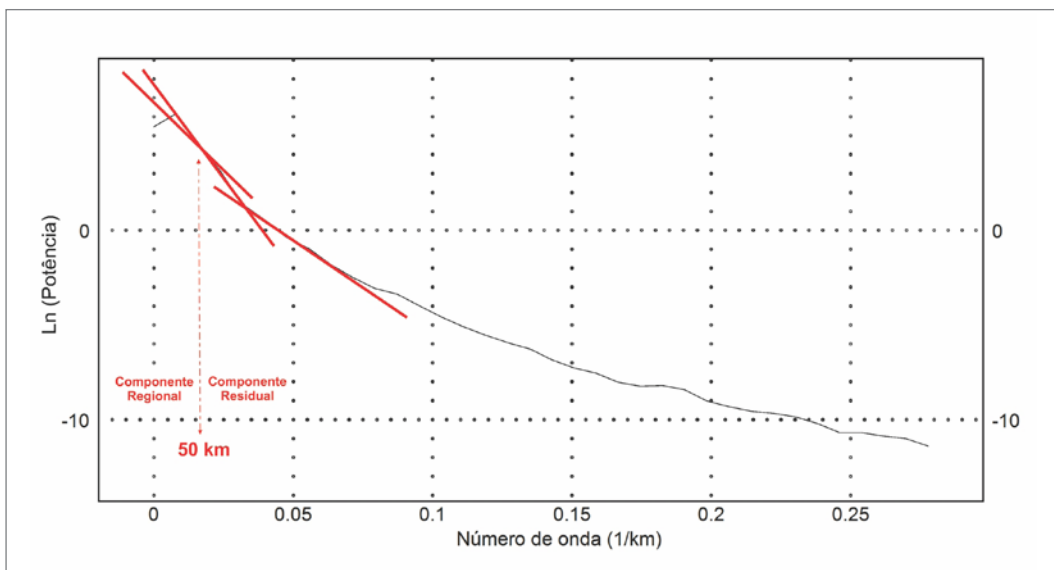
baseia na distribuição gaussiana das fontes gravimétricas em função de suas profundidades (Figura 8.12). O filtro consiste de operador matemático que atua como passa-baixa ou passa-alta das frequências do sinal escolhido no domínio do número de ondas. O trend gravimétrico regional da área de estudo foi individualizado, realçando a resposta gravimétrica das heterogeneidades crustais mais rasas, expressas no mapa de anomalias residuais (Figura 8.12B).

### 8.3. INTERPRETAÇÃO REGIONAL DOS DADOS GEOFÍSICOS

Os dados geofísicos aéreos e terrestres foram integrados e interpretados a luz do conhecimento geológico atual na região da Faixa Riacho do Pontal e da porção norte do Cráton São Francisco. Foi conduzida



**Figura 8.10** - Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer com a localização da área de estudo e estações gravimétricas.

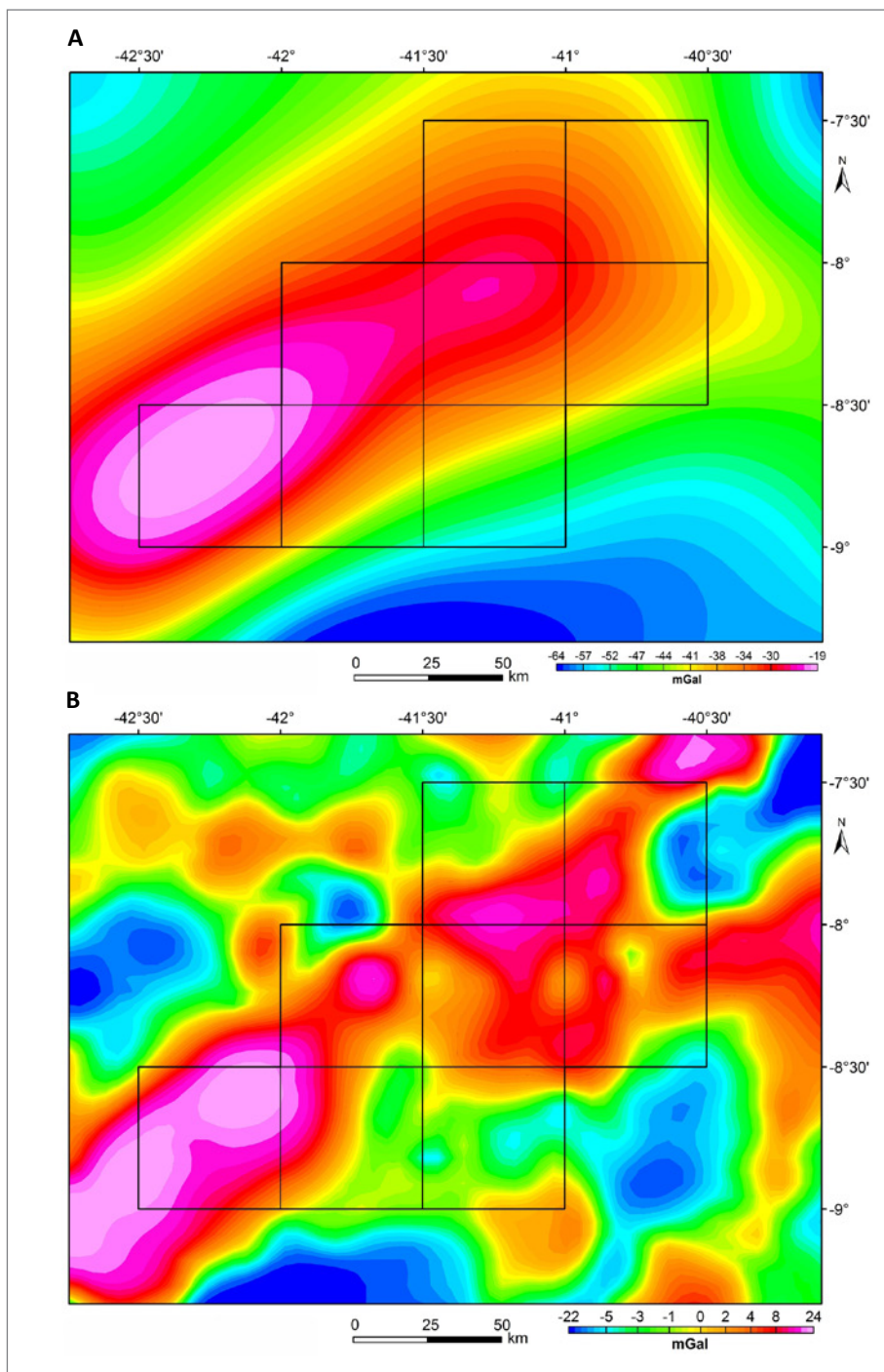


**Figura 8.11** - Espectro de potência radial médio do campo gravimétrico da área de estudo.

interpretação qualitativa dos dados, na qual se busca ideias sobre as características dos sinais geofísicos e sua correlação com as unidades geológicas em subsuperfície. O método de interpretação qualitativa seguiu padrão adotado pela CPRM para dados de gamaespectrometria e magnetometria aérea (CHIARINI et al., 2013). Diversos trabalhos (ANGELIM, 1988; GOMES e VASCONCELOS, 1991; RIBEIRO e VASCONCELOS, 1991; SAMPAIO e VASCONCELOS, 1991 e OLIVEIRA, 1998; 2008) realizaram modelagens gravimétricas 2D regionais e locais em

transectas de direções NW-SE e NE-SW com objetivo de identificar e caracterizar feições geológicas na crosta terrestre que pudessem elucidar questões sobre a evolução geodinâmica na Faixa Riacho do Pontal.

Os métodos de interpretação aplicados aqui visam o entendimento das relações tectono-estruturais que envolvem a Faixa Riacho do Pontal e o Cráton São Francisco, com base na determinação dos lineamentos geofísicos, geometria e separação de domínios geofísicos. A interpretação e integração dos dados geofísicos e geológicos foram



**Figura 8.12** - Componentes gravimétricas da anomalia Bouguer: A) Regional; e B) Residual.

importantes em etapas de reconhecimento e mapeamento geológico de campo, com a identificação de unidades ainda não conhecidas e de ocorrências minerais.

### 8.3.1. Domínios gamaespectrométricos

É sabido que a profundidade de investigação com o método gamaespectrométrico é bastante limitada, sendo da ordem de algumas dezenas de centímetros (IAEA, 2003). Com isso, a distribuição dos radioelementos

está principalmente associada a variações litológicas e pedológicas superficiais. Um domínio gamaespectrométrico pode ser definido como uma área caracterizada por intervalos de concentração dos radioelementos ou intervalos de cores numa imagem ternária (CHIARINI et al., 2013). Para elaboração do mapa de domínios gamaespectrométricos (Figura 8.13) foi realizada divisão em três intervalos de classes para cada elemento (1 - baixo; 2 - médio; 3 - alto), que por sua vez, são associadas às bandas do espectro RGB (0, 128 e 255). A determinação

dos baixos e altos valores de concentração para os radioelementos obedeceram às seguintes relações: média menos o desvio padrão e média mais 4 vezes o desvio padrão, respectivamente.

A interpretação dos dados gamaespectrométricos e sua relação com os outros dados geofísicos (magnetometria e gravimetria) e dados de geologia de superfície pode ser melhor analisada no mapa de interpretação e integração geofísica-geológica das faixas marginais da borda norte-noroeste do Cráton São Francisco - subárea Riacho do Pontal na escala de 1:250.000.

### 8.3.2. Arcabouço magnético

Seguindo as orientações de padronização de dados aeromagnéticos, foram interpretados os principais lineamentos magnéticos (1ª ordem, 2ª ordem e os associados a geometria de diques). Nessa etapa foram também individualizados, de forma mais regional, os principais domínios magnéticos (CHIARINI et al., 2013). Para interpretação dos lineamentos foram usados os produtos da primeira derivada vertical e inclinação do sinal analítico (Figuras 8.8A e 8.8C). Já para separação dos domínios magnéticos foi usado o mapa de gradiente total (Figura 8.8B).

Os resultados mostram compartimentação magnética/estrutural bastante complexa para a área de estudo, com lineamentos magnéticos principais dispostos nas direções E-W, NE-SW e NW-SE. Foram individualizados

três domínios magnéticos regionais, com padrões de anomalias distintos (Figura 8.14).

O domínio magnético setentrional está associado a forte trend NE-SW, com anomalias alongadas de grande amplitude (> 17 nT/m) e curto comprimento de onda (1 km) no mapa de gradiente total (Figura 8.8B). Nessa região o relevo magnético é mais acentuado e perturbado (Figura 8.14). Esse padrão magnético está associado às rochas da Subprovincia Transversal da Província Borborema (Complexo Granjeiro, Grupo Ipueirinha, granitóides indiscriminados). Nesse domínio também afloram rochas sedimentares das bacias do Parnaíba e Araripe, o que promove relevo magnético mais suave nas porções oeste e leste, respectivamente, com anomalias de maior comprimento de onda.

O domínio magnético central é representado por anomalias de curto comprimento de onda (<1 km) e amplitudes altas, com trend majoritário E-W (Figura 8.14). Essa região é fortemente controlada pelo Lineamento Pernambuco, cuja cinemática e recorrência afetam as rochas da região limite na Faixa Riacho do Pontal, nos complexos Itaizinho e Granjeiro e Grupo Ipueirinha.

O domínio magnético meridional é representado por relevo magnético mais suave, com anomalias de maior comprimento de onda e baixa amplitude (Figura 8.14). Esse padrão é alterado em outras regiões, com a presença de anomalias de alta amplitude e relevo magnético rugoso, em função da presença de grande

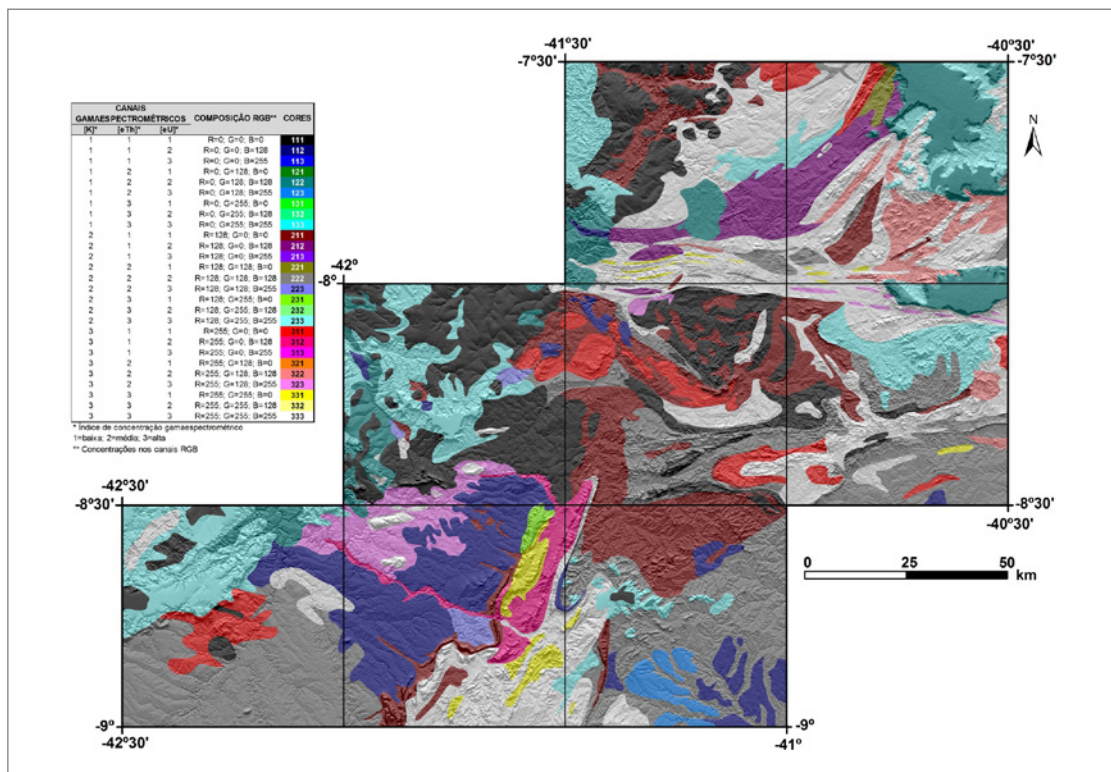


Figura 8.13 - Mapa de domínios gamaespectrométricos com relevo sombreado. A legenda mostra a relação entre os índices de concentrações e as bandas da composição RGB com suas respectivas cores.



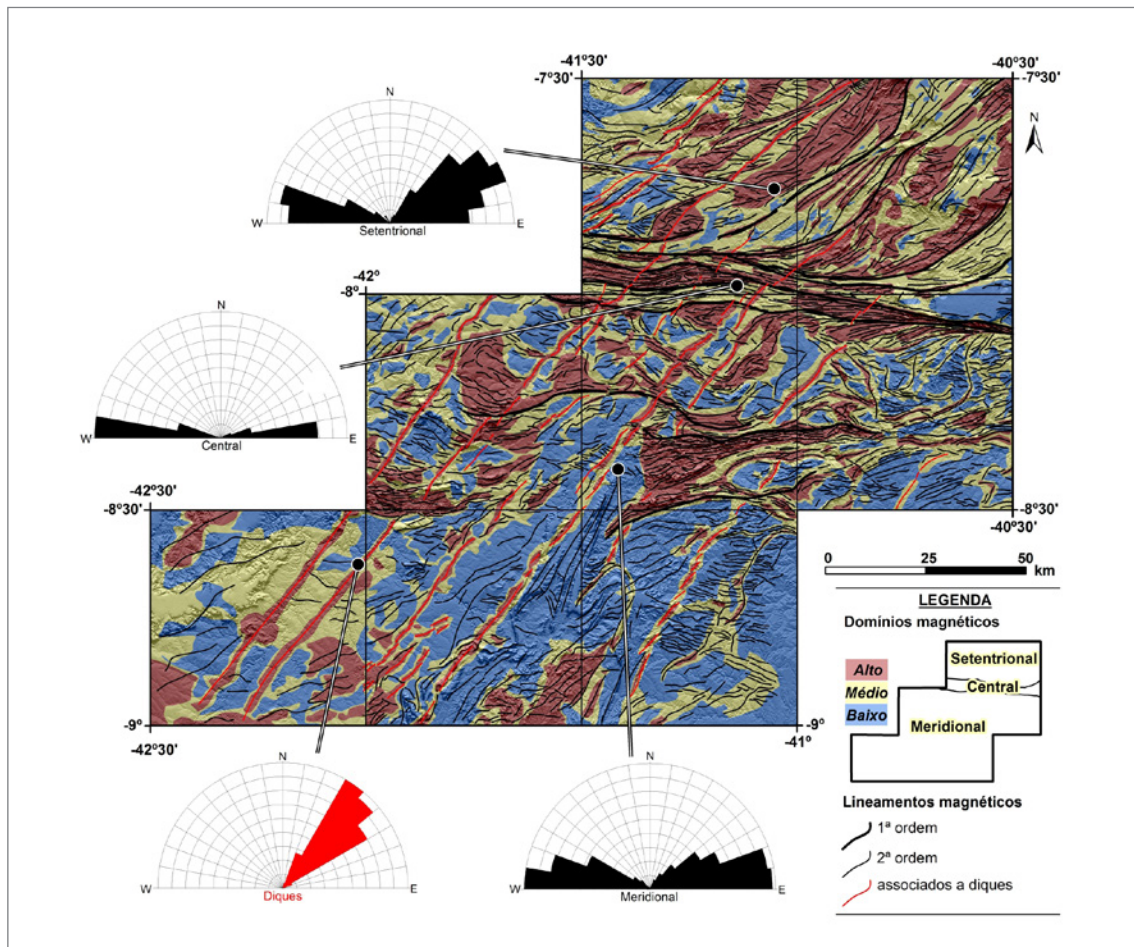
volume de sequência de rochas máficas e ultramáficas associadas aos complexos Monte Orebe, Paulistana, Brejo Seco e Santa Filomena. A porção sul desse domínio (folhas Barragem, Barra do Bonito e Afrânio) é marcada por baixas amplitudes e ausência do gradiente total (Figura 8.8B). Neste segmento afloram as sequências de rochas supracrustais do Grupo Casa Nova e a parte norte do Cráton São Francisco (complexos Sobradinho-Remanso e Lagoa do Alegre).

Anomalias magnéticas de curto comprimento de onda, com amplitudes máximas de 0,15 nT/m e direção 50º Az estão associadas a diques de rochas gabroicas, cuja evolução e implementação é ainda desconhecida (Figura 8.8B e 8.14). O mapa de anomalia magnética mostra diferentes polaridades ao longo desses alinhamentos, evidenciando magnetização remanescente dessas rochas, o que sugere idades distintas de emplacemnt (Figura 8.7). Anomalias NW-SE podem estar associadas à descontinuidades/falhas mais recentes em função da acomodação dos blocos e são importantes do ponto de vista prospectivo ao longo de toda área de estudo (Figura 8.14).

### 8.3.3. Análise gravimétrica regional

Motta et al. (1981) e Gomes e Vasconcelos (1991) interpretaram dados gravimétricos - anomalia Bouguer - na região marginal do Cráton São Francisco e da Faixa Riacho do Pontal. Na ocasião, Motta et al. (1981), reconheceram anomalia positiva importante na porção norte do cráton e descrevem como Alto de Parnaguá/São Raimundo Nonato. Essa feição anômala estaria associada à sequência de rochas básicas e ultrabásicas de direção aproximada E-W. Por sua vez, Gomes e Vasconcelos (1991), interpretaram e modelaram diversos perfis gravimétricos na Folha Paulistana com objetivo de buscar elementos em profundidade (crosta superior) que pudessem reforçar os modelos de colisão na Faixa Riacho do Pontal.

Oliveira (1998) realizou interpretação qualitativa e semiquantitativa em dados magnéticos e gravimétricos na região da Faixa Riacho do Pontal. Na oportunidade, identificou anomalia de formato semicircular, com 200 km de comprimento de onda e amplitude de 60 mGal associada a extremidade norte do Cráton São Francisco.



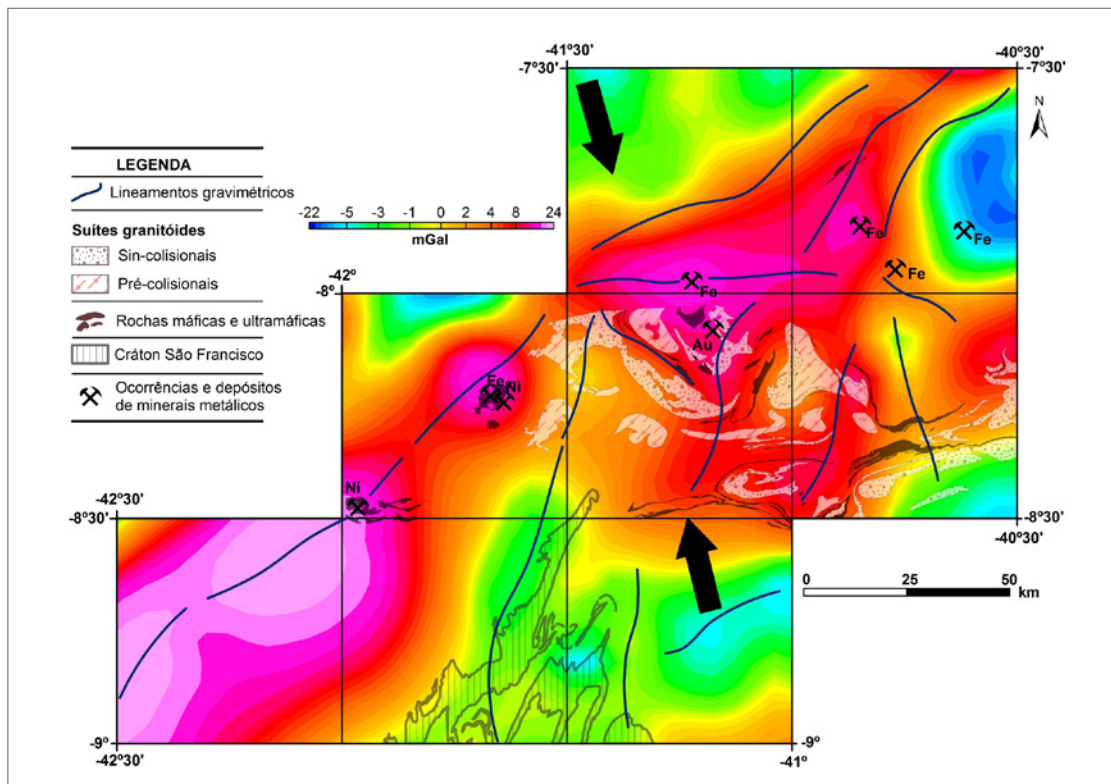
**Figura 8.14** - Interpretação dos domínios e lineamentos magnéticos. Os domínios foram obtidos a partir do gradiente total e os lineamentos interpretados com uso da inclinação do sinal analítico e 1ª derivada vertical da anomalia magnética. Os diagramas de roseta apresentam as direções dos lineamentos magnéticos de 2ª ordem em cada domínio.

A modelagem gravimétrica mostrou três domínios geofísicos/geotectônicos e ainda se revelou compatível com evento colisional ocorrido no Neoproterozoico. Numa análise mais regional, Oliveira (2008), estudou dados magnéticos e gravimétricos na Província Borborema. Baseado nesses dados, o autor interpretou zona de sutura na porção sul da província (Faixa Riacho do Pontal), norte do Cráton São Francisco. Fez também comparações da forma da anomalia gravimétrica com outras regiões no planeta que sofreram processos de suturas continentais.

Os dados interpretados aqui mostram a continuidade para leste do trend gravimétrico positivo Parnaíba/São Raimundo Nonato. Esse alinhamento, de direção principal NE-SW e E-W é, por vezes, segmentado, o que sugere a existência de endentamentos e ou descontinuidades crustais perpendiculares ao limite da Faixa Riacho do Pontal. A anomalia gravimétrica positiva, no extremo leste da área de estudo, exibe feição divergente, ensejando região de confluência ou limite entre domínios crustais entre as províncias Borborema, Parnaíba e São Francisco (Figuras 8.10, 8.12 e 8.15). As setas na Figura 6.15 evidenciam a movimentação tectônica dos blocos crustais Parnaíba e São Francisco. Esses dados, somados aos dados geológicos, geoquímicos e outros métodos geofísicos, corroboram com a existência de sutura continental na região da Faixa Riacho do Pontal. Por exemplo,

rochas máficas e ultramáficas associadas a metacherts (complexos Brejo Seco e Monte Orebe) em sequência metavulcanossedimentar indicam ambiente de fundo oceânico para região central da área de estudo. Ademais, os dados geoquímicos dessas rochas apontam afinidade toleítica e calcioalcalina, o que representa ambiente de cadeia meso-oceânica e de arco de ilhas, respectivamente. Dados geocronológicos obtidos a partir de isócronas Sm-Nd em rochas do Complexo Brejo Seco mostram idade de 900 Ma (SALGADO, 2014). Isso demonstra a formação de ambiente oceânico pré-existente à colisão continental durante o Ciclo Brasileiro.

O mapa de anomalias gravimétricas residuais (Figura 8.15) mostra que anomalias positivas (até 20 mGal) estão fortemente associadas a sequências de rochas máficas e ultramáficas ao longo da área de estudo. Isso mostra a importante contribuição dessas rochas ao campo gravimétrico local na porção superior da crosta terrestre. As principais ocorrências e depósitos de minerais metálicos situam-se próximos a essas regiões (Figura 8.15), mostrando que os mapas gravimétricos também servem como bons guias prospectivos regionais. Suítes granitoides pré e sin-colisionais estão representadas por valores de gravidade mais baixos e quase sempre localizadas próximas aos máximos gravimétricos, evidenciando déficit de massa não muito significativo para esses corpos e/ou crosta menos espessa na região de estudo.



**Figura 8.15** - Anomalia gravimétrica Bouguer residual, com a interpretação dos principais lineamentos gravimétricos e localização das principais suítes granitoides, sequências de rochas máficas e ultramáficas e do Cráton São Francisco. As setas mostram a direção de transporte tectônico das principais províncias.

## 9. RECURSOS MINERAIS

### 9.1. FERRO

Os registros de ferro mais importantes na área do projeto estão associados basicamente as ocorrências de formações ferríferas bandadas do Complexo Granjeiro na região da Serra Vermelha, no nordeste da área, município de Paulistana, com as camadas estruturalmente alinhadas para NE-SW e apresentando altos mergulho para SE a subverticais. Nesta região um depósito de ferro foi caracterizado pela empresa BEMISA S/A (<http://www.bemisa.com.br/>), relativo ao Projeto Planalto Piauí.

O minério tem estrutura bandada e é formado por níveis reunindo magnetita e hematita, esta subordinada, alternados com níveis formados por quartzo com anfibólios (grunerita), normalmente com essa estrutura dobrada isoclinalmente e espessada. Venulações e/ou bandas sílico-carbonáticas e de magnetita maciça são anotadas no depósito e creditadas a atividades hidrotermais (Figuras 9.1A a F). As reservas alcançam mais de um bilhão de toneladas, sendo as reservas medidas calculadas em 253 milhões de t com teor médio de 27,7% Fe; as indicadas em 575 milhões de t com teor médio de 26,76% Fe, enquanto as inferidas totalizando 175 milhões de t com teor médio de 27,07% Fe. Estudos demonstraram viabilidade para a produção anual de 15 milhões de toneladas de Pellet Feed Fines (PFF) de qualidade Premium, com teor de ferro acima de 70% e níveis de contaminantes abaixo dos padrões de mercado ( $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 < 2,5\%$  e  $\text{P} < 0,015\%$ ).

Da parte do projeto foram realizadas análise químicas em 15 amostras de formações ferríferas bandadas de afloramentos diversos, cujos resultados apresentam porcentagens de  $\text{SiO}_2$  variando entre 37 e 50% e de  $\text{F}_2\text{O}_3$  com valores entre 41 e 67%.

Outras ocorrências de ferro na área do projeto incluem aquelas ligadas ao corpo intrusivo máfico-ultramáfico de Brejo Seco do complexo homônimo, onde o minério é formado por níveis de ilmenita-magnetitito intercalados a gabros da zona máfica superior (SALGADO, 2014), que chegam a quase 5 metros de espessura. Nesta ocorrência, que constitui um prospecto para Ni, o volume de ferro é estimado em 20 milhões de t, de acordo com informações da Vale que desenvolveu as pesquisas na região.

Ocorrências menor expressão estão associadas aos metacherts do Complexo Monte Orebe, que ocorrem como corpos estreitos e alongados, geralmente na forma de cristas, marcando as estruturas dobradas em escala

regional. Os metacherts ferríferos apresentam cor avermelhada, granulação fina e são bandados, alternando níveis ferruginosos com bandas silicosas com textura sacaroide, com os minerais ferro formados por hematita e magnetita, esta em alguns afloramentos destacando-se como cristais euédricos (Figura 3.42F). Na localidade de Barro do Marinho, a norte-nordeste de Afrânio, a presença de ferro é registrada em ortognaisses trondhjémíticos (supostos plagiogranitos) correlacionado ao Complexo Monte Orebe. Mineralização é representada por hematita especular, que ocorre ao longo do bandamento gnáissico em forma de lamelas ou mesmo concentradas em veios associados a porções pegmatoides ligadas aos granitoides (Figura 3.43D).

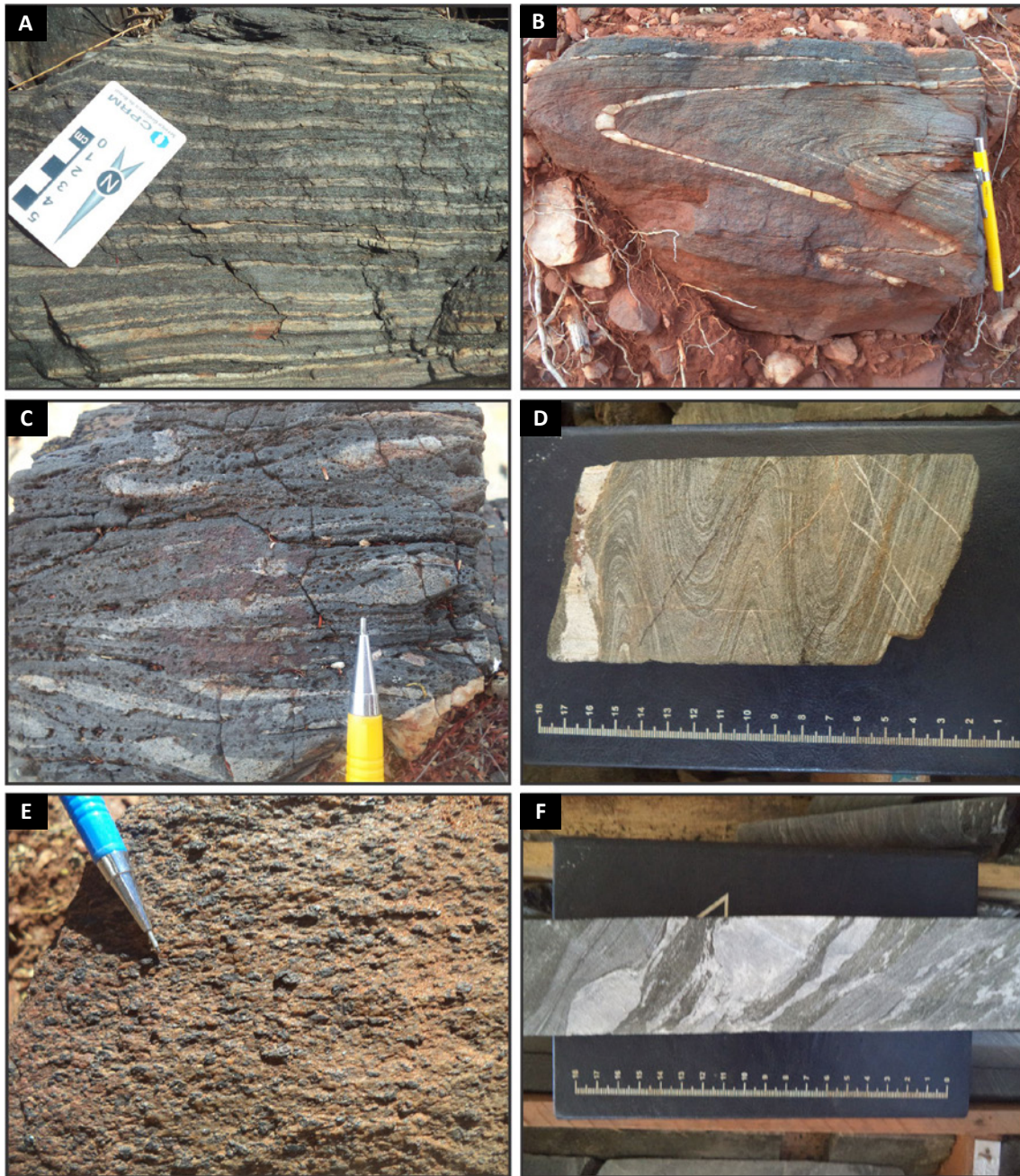
### 9.2. NÍQUEL

As principais ocorrências de Ni registradas na área do Projeto estão situadas na região da Serra do Bacamarte, município de São José do Piauí, associadas a rochas ultramáficas serpentinizadas associadas ao corpo máfico-ultramáfico de Brejo Seco. O mineral-minério é do tipo silicatado, ocorrendo sob a forma de garnierita nas lateritas que recobrem o platô da Serra do Bacamarte, sustentado por dunitos serpentinizados com intercalações subordinadas de leucotroctolitos. A reserva medida para o depósito foi calculada em 20.007.510t de minério com teor médio de 1,56% Ni (ANGELIM e KOSIN, 2001).

De acordo com Salgado (2014), o corpo de Brejo Seco corresponde a uma intrusão continental acamadada, tectonicamente invertida e subverticalizada, com mergulho para norte e limites controlados por zonas de cisalhamento. O autor define um zoneamento para a intrusão, ou seja, (i) Zona Máfica Inferior (Leucotroctolitos), (ii) Zona Ultramáfica (Dunitos com intercalações de troctolitos), (iii) Zona Máfica Transicional (Leuco e meso troctolitos) e (iv) Zona Máfica Superior (Gabros com níveis ilmeno-magnetititos).

Dados relativos a perfis de furos de sondagem executados no depósito pela empresa Piauí Níquel Mineração S/A, são apresentados na Figura 9.2. Compreendem três furos designados 003, 004 e 007, cuja localização é mostrada no mapa de detalhe da área do depósito que também ilustra a figura 9.2.

No furo 004, com doze metros, os primeiros três metros são formados por saprólito de dunito, até atingindo um metro de dunito fresco, voltando a seguir o saprólito



**Figura 9.1** - A) Bandamento com alternância de fácies óxido e silicático; B) Charneira de dobra isoclinal C) e D) Bandamentos boudinados em dobras isoclinais observado em testemunho de furo de sonda (Prospecto de Fe da BEMISA); E) Recristalização de magnetita; F) Veios de carbonato e quartzo cortando as formações ferríferas (Testemunho de furo de sonda do prospecto de Fe da BEMISA).

dunítico por mais seis metros. O dunito fresco complementa dois últimos metros do perfil (Figuras 9.3A, B e C). No furo 007, com quinze metros, os primeiros três metros são representados por um solo laterítico até atingir um saprólito de troctolito que grada para o troctolito fresco (Figuras 9.3D, E e F). Por fim o furo 003, com dezoito metros, onde no primeiro metro ocorre um solo laterítico que grada para uma rocha ultramáfica silicificada que persiste por nove metros, até atingir um dunito serpentinizado rico em garnierita. Nos cinco metros finais o perfil é formado por dunitos serpentinizados com veios de calcedônia (Figuras 9.3G, H e I).

As ocorrências primárias de sulfetos de Ni com associação de Cu são descritas por Salgado (2014) numa zona mineralizada no contato entre dunitos da Zona Ultramáfica e troctolitos da Zona Máfica Transicional, descoberta durante campanha de exploração da empresa Vale na década de dois mil a partir de anomalias superficiais de Ni e Cu. Furos de sondagem confirmaram tratar-se de um horizonte estratiforme na profundidade de 1560 a 1610 m, com ~50 m de espessura e extensão lateral > 1000 m. Os sulfetos ocorrem em dunitos e em lentes de troctolito, representando de 1-3 % na concentração modal das rochas, com os minerais disseminados em interstícios de cristais cumulus.

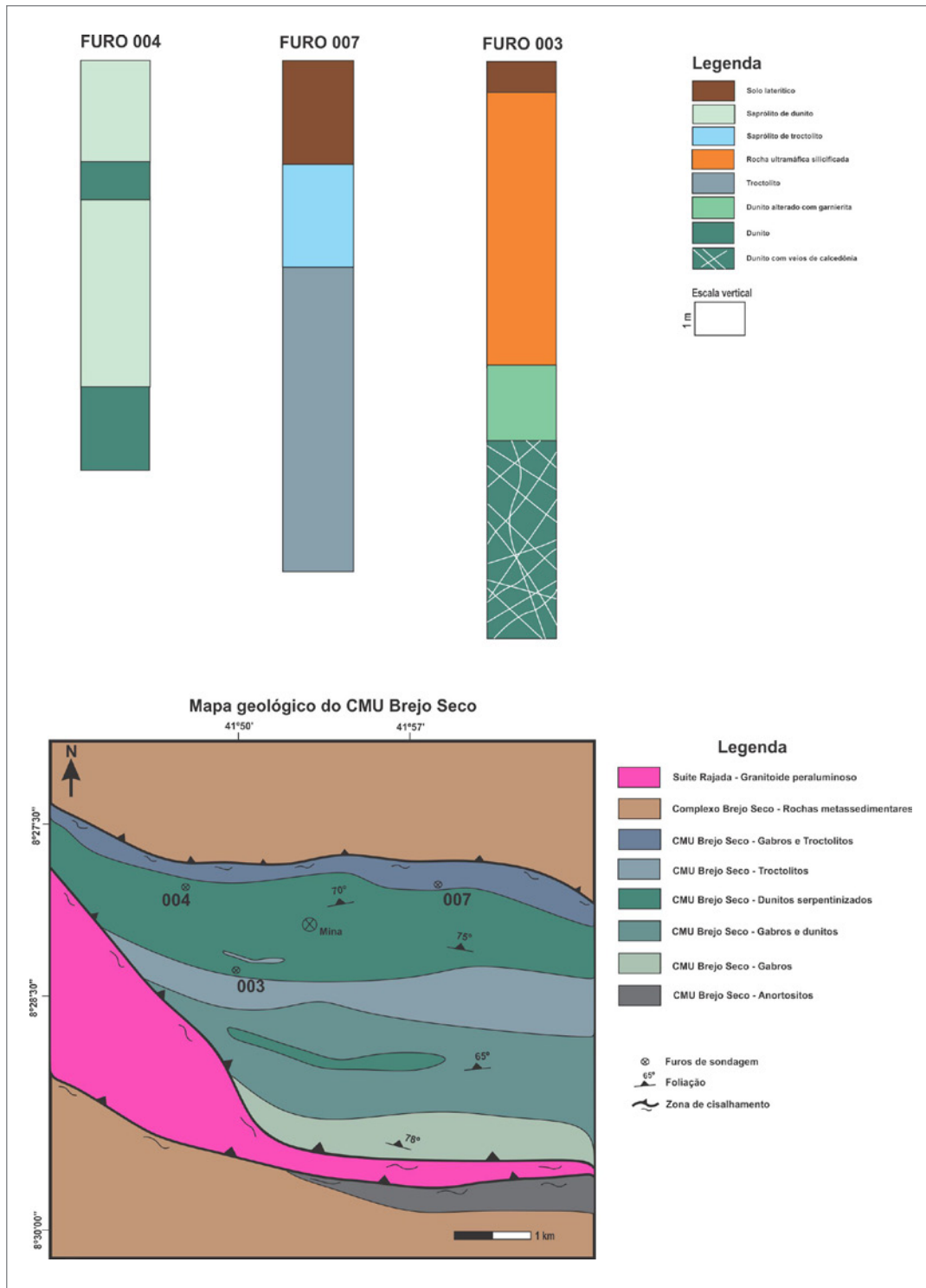
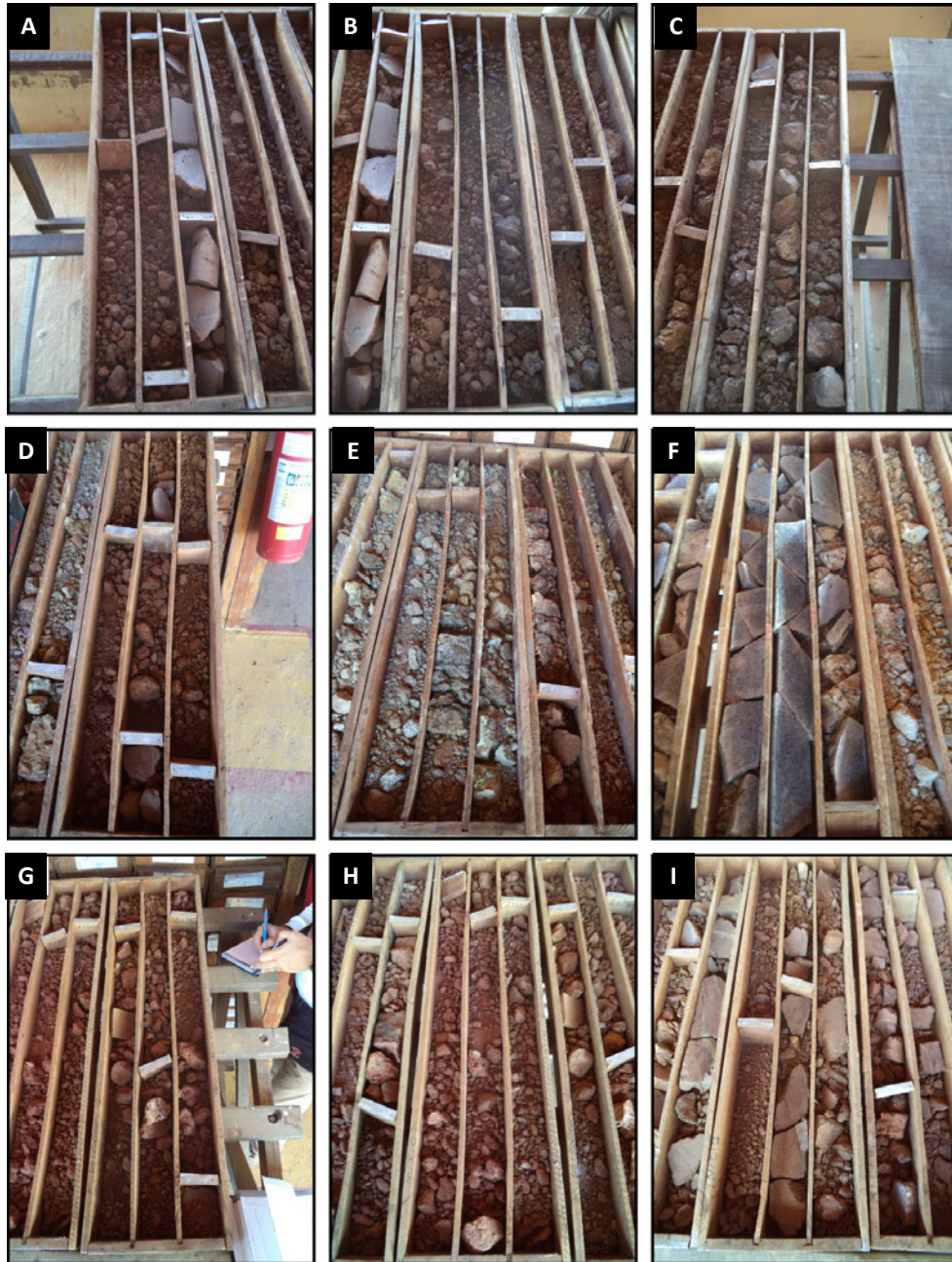


Figura 9.2 - Desenho esquemático dos furos de sonda da Piauí Níquel Mineração S/A e mapa geológico local. (SALGADO, 2014).

Os principais sulfetos são pentlandita (Pn) > pirrotita (Po) > calcopirita (Ccp). Salgado (2014) descreve alterações pós-magmáticas como a recristalização, remobilização e oxidação dos sulfetos em todo horizonte mineralizado, destacando o intenso processo de oxidação responsável pela substituição de grande parte dos sulfetos por magnetita. De acordo com o autor, os teores relativos aos metais bases são: Ni

(<3000 ppm), Cu (<1400 ppm), Pt+Pd (<147 ppb), Ir (0.0 ppb), Ru (<5 ppb), Rh (<1 ppb), Pt (<31 ppb), Pd (<17 ppb) e Au (<19 ppb).

Outras ocorrências de níquel laterítico na área do Projeto estão registradas na localidade de Morro Branco, onde o minério também ocorre associado a rochas serpentínicas maciças e amplamente intemperizadas (Figura 9.4). Essas ocorrências, localizadas a SW da Folha



**Figura 9.3** - A), B) e C) Testemunhos de sondagem (Furo 004); D), E) e F) Testemunhos de sondagem (Furo 007); G), H) e I) Testemunhos de sondagem (Furo 003).



**Figura 9.4** - A) e B) Ocorrência de serpentinitos maciços de coloração esverdeados na localidade de Morro Branco.

Riacho Queimadas, a pouco mais de 50 km de São João do Piauí, apresentam características semelhantes aos corpos serpentiniticos da Serra do Bacamarte.

### 9.3. CRISOTILA (AMIANTO)

A crisotila, um dos principais minerais do grupo das serpentinas e um importante insumo da indústria das fibras de amianto, na área do Projeto forma uma grande jazida na zona oeste da Serra do Bacamarte conhecida desde o século passado. O minério ocorre associado a corpos de serpentinito da intrusão de Brejo Seco, que se distribuem por grandes áreas. Os serpentinitos são comumente maciços, de coloração esverdeada, com fissuras, fraturas e falhas em duas direções principais: N40E e N70W. Conforme Freitas (2015), a crisotila ocorre preenchendo essas estruturas, que variam de fortemente inclinadas a subverticais, ocorrendo as fibras transversalmente às paredes das rochas encaixantes, caracterizando o minério como tipo cross-fiber e cuja origem é atribuída à percolação de fluidos hidrotermais (silicificação).

O depósito foi pesquisado pela empresa Sano Nordeste S/A, Ind. e Com., visando sua utilização na fabricação de telhas de amianto, que chegou a abrir uma frente de lavra a céu aberto com direção N-S, acompanhando o alinhamento da intrusão de Brejo Seco. Dados disponibilizados pela empresa calcularam a reserva medida de fibra de crisotila em 24.500 toneladas e a inferida em 12.100 toneladas, totalizando uma reserva total de 36.600 toneladas. A previsão de produção anual seria da ordem de 3.000 toneladas num período de 12 anos. Entretanto, a Sano Nordeste S/A, Indústria e Comércio, apresentou ao DNPM renúncia da concessão de lavra em 12 de dezembro de 1991, estando as atividades no depósito presentemente abandonadas (FREITAS, 2015).

### 9.4. VERMICULITA

As ocorrências de vermiculita na área do Projeto estão relacionadas a antiga mina de Massapê, hoje exaurida, conhecida desde os anos 1980. O depósito, localizado na Fazenda Boa Vista, município de Paulistana e nas proximidades da cidade de Afrânio, ocorre associado a um corpo máfico-ultramáfico de natureza alcalina, alongado, com cerca de 2,2 Km de comprimento e 900 m de largura, alinhado na direção NE-SW e intrusivo em rochas do Complexo Casa Nova. De acordo com Angelim (2001), a vermiculita ocorre sob forma de lamelas centimétricas disseminadas na rocha ou em veios pegmatoides de composição mineralógica similar a rocha hospedeira. Nos pegmatitos o autor ressalta a granulação extremamente grossa do minério, que chega a formar "livros"

com espessuras de até 10 cm. A origem da vermiculita é atribuída a alteração de biotita e flogopita a partir da lixiviação de álcalis. Segundo o Anuário Mineral Brasileiro (1997), a Mina Massapê apresentava em 1996 os seguintes parâmetros: Reserva Medida – 1.147.325t, Reserva Indicada – 1.201.007t, Reserva Inferida – 393.600t e uma produção bruta de 86.653t de minério.

A intrusão, composta por piroxenitos aparentemente ocorreu em regime rúptil, gerando localmente muito faturamento, o qual foi preenchido por veios de calcita com forma de stockworks (Figura 9.5A, B e C). As fácies pegmatoides representam o principal minério, devido a abundância de flogopita e a grande dimensão de suas lamelas (Figura 9.5D). As rochas vermiculíticas são caracterizadas mineralogicamente por diversas associações de flogopita-vermiculita, piroxênio, anfibólio, biotita, alcalifeldspato e quantidades subordinadas de quartzo, apatita, titanita, turmalina e calcita. Com o aumento da profundidade há um incremento da flogopita em detrimento da quantidade de vermiculita, onde em alguns locais é possível identificar magnetita finamente disseminada

(SAMPAIO e VASCONCELOS, 1991). De acordo com dados do Anuário Mineral Brasileiro de 1997, o volume de minério então calculado para o depósito compreendia reservas medidas de 1.147.325 t., reservas indicadas de 1.201.007 t e reservas inferidas de 393.600 t (ANGELIM e KOSIN, 2001).

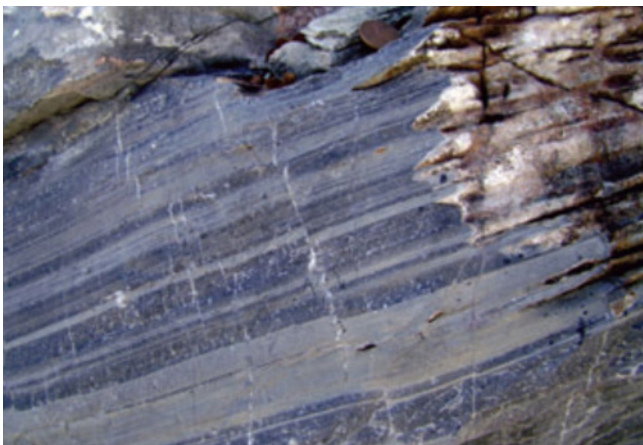
### 9.5. MÁRMORES

Ocorrências de mármore são descritas em várias unidades da Faixa Riacho do Pontal, como nos complexos Itaizinho, Morro do Estreito e Santa Filomena, assim como no Grupo Casa Nova, esta, juntamente com o Complexo Itaizinho, hospedando as ocorrências mais relevantes. Nas folhas Barragem e Riacho Queimadas, os mármore do Grupo Casa Nova estão associados a uma topografia de morrotes que atingem até 100 m de altura, distribuídos por uma área de mais de 1000 Km<sup>2</sup> próximos à sede do município de Coronel José Dias. Os mármore, que ocorrem como lentes intercaladas aos metapelitos da unidade são bem cristalizados, granulação fina a média, com laminação plano-paralela centimétrica alternando níveis claros e escuros que refletem variações composicionais (Figura 9.6).

Na localidade de Caieira, a aproximadamente 5 km a NW de Lagoa do Barro do Piauí, intercalados aos mesmos micaxistos do Grupo Casa Nova (Formação Barra Bonita), os corpos de mármore com essas mesmas características se estendem por mais de 750 m, com largura dos afloramentos variando entre 300 m e 600 m e associados a dois morrotes com até 20 m de altura. Vale destacar, que a quase



**Figura 9.5** - A), B) e C) Veios de calcita cortando a rocha ultramáfica alcalina; D) Flogopita pegmatóide alterada (vermiculita).



**Figura 9.6** - Mármore exibindo laminação plano-paralela com variação composicional e veios de calcita discordantes preenchendo fratura. Serrote da Moenda, Folha Barragem.

totalidade das ocorrências citadas estão situadas dentro dos limites do Parque Nacional Serra das Capivaras, existindo, neste sentido, restrições ao seu aproveitamento comercial.

Na Folha Paulistana os mármore apresentam-se em extensas faixas, predominando na sua porção setentrional, também associados a metapelitos da Formação Barra Bonita do Grupo Casa Nova, sendo caracterizados como calcários dolomíticos impuros. Os mármore do Complexo

Santa Filomena, que ocorrem na folha homônima intercalados a xistos, por sua vez, possuem teores calcíticos, são maciços e com granulometria fina a média. Incluem flogopita na sua composição (GOMES e VASCONCELOS, 1991; ANGELIM, 1988).

Outras ocorrências de mármore estão registradas na Folha Afrânio, localizadas nos riachos Sumidouro e das Cacimbas, e nas encostas da Serra do Barreiro, próximo ao riacho da Ponta da Serra, com as lentes carbonáticas encaixada em muscovita quartzito e granada-sericita-biotita xisto carbonático, do Grupo Casa Nova. Ocorrem sob forma lenticular, com poucos metros de comprimento, apresentam tonalidade cinza, são compactos, com granulação fina a média, localmente com estrutura bandada e com impurezas. Exibem crenulação e microdobramentos, às vezes orientados na direção NE-SW, segundo a direção preferencial da foliação regional, com mergulho para SE (SAMPAIO e VASCONCELOS, 1991).

A Folha Barra do Bonito também se notabiliza por uma grande quantidade ocorrências de mármore, com mais de duas dezenas de registros da rocha carbonática, localizados na sua porção ocidental. Como nos casos anteriores, os mármore ocorrem encaixados em metasedimentos da Formação Barra Bonita do Grupo Casa Nova (PRADO e VASCONCELOS, 1991), que apresenta grandes áreas aflorantes na folha em pauta.



Na porção sul da Folha Patos, na região de Mocambo Velho, vale destacar um conjunto de lentes, com até 25 m de espessura, distribuídas ao longo de uma faixa de direção NE-SW com largura aproximada de 200 m, encaixadas em rochas gnáissicas do Complexo Itaizinho. De acordo com Melo e Vasconcelos (1991), esses mármores apresentam coloração branca a esverdeada com tonalidade cinza, granulação fina a média, textura sacaróide, com composição de tendência dolomítica, localmente com concentrações de flogopita e/ou biotita. Os autores reportam reservas inferidas para todo esse conjunto de lentes em torno de 675.000 t, ressaltando no passado a exploração de parte do depósito como fonte de brita pela antiga RFFSA.

### 9.6. ESMERALDA EM PEGMATITOS

Associada a pegmatitos, tendo como hospedeira as rochas máficas anfibolitizadas, a ocorrência de esmeralda está localizada no extremo sudeste da Folha Barra do Bonito, na Fazenda Barro Alto (PRADO e VASCONCELOS, 1991).

Os pegmatitos caracterizam-se por apresentarem formas irregulares alongadas, ocorrendo segundo direção preferencial paralela à foliação regional, sugerindo possível relacionamento com a zona de falha onde foi introduzido. Existem escavações abandonadas na localidade, onde não foram feitas investigações minuciosas acerca do corpo mineralizado.

### 9.7. GIPSITA

Ocorrem na forma de depósitos evaporíticos encaixados em margas e calcários da Formação Santana da Bacia do Araripe, posicionada no Cretácio Inferior, os quais, distribuídos entre as folhas Simões e Santa Filomena, constituindo a gipsita no principal recurso mineral da primeira folha. Esse recurso apresenta um comportamento mais ou menos similar em todos os seus depósitos, com pequenas variações locais definidas pela presença maior ou menor de níveis de argilas, constituindo praticamente a única impureza e principal fator para a sua classificação comercial.

Na Folha Simões são oito (8) depósitos, onde se destaca a mina Rancharia, situada a SW da Vila Rancharia, no município de Araripina-PE (Figuras 9.7A e B). Nestes depósitos as gipsitas formam uma camada com cerca de 20 m de espessura, com o minério apresentando estrutura bandada, caracterizada pela alternância de coloração esbranquiçada e castanho-clara, que retratam hábitos fibroso e radial. Os leitos fibrosos são ondulados e dobrados (RIBEIRO e VASCONCELOS, 1991). O minério é capeado por um horizonte de argilito contendo intercalações de calcário placoso, de coloração bege,

com concreções margosas, com espessura variando até 15 m, sobrepostos a folhelhos escuros, betuminosos e fossilíferos, com espessura variando de 1 a 1,5 m.

Os depósitos localizados na Folha Simões, globalmente, possuem reserva medida de 416.000t, com teor médio de 93% de  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , com vários deles com atividade de lavra a céu aberto. A mina Lagoa de Dentro representa a maior e mais bem equipada mina da Folha Simões, estando situada próxima ao seu limite leste. Nesta mina a gipsita forma uma camada com cerca de 30 m de espessura, apresentando também hábito fibroso e radial, e ocorre associada à anidrita. Possui teores de 93% e 85% de gipsita e ocasionalmente apresenta intercalações de folhelhos, de forma lenticular, com associações de calcarenitos. Os folhelhos, que eventualmente ocorrem na base da seção, são negros, laminados, calcíferos, betuminosos e fossilíferos.

Os depósitos de gipsita na Folha Santa Filomena, situados no município de Paulistana-PI, são jazimentos estratiformes de gipsita maciça, de cor marrom-clara a esbranquiçada e granulação fina a média. São depósitos de pequeno tamanho, mas que somados têm reserva indicada calculada em 600.000 t, com potencial de uso na indústria local como aditivo de cimento e na fabricação de gesso para a construção civil (ANGELIM, 1988).

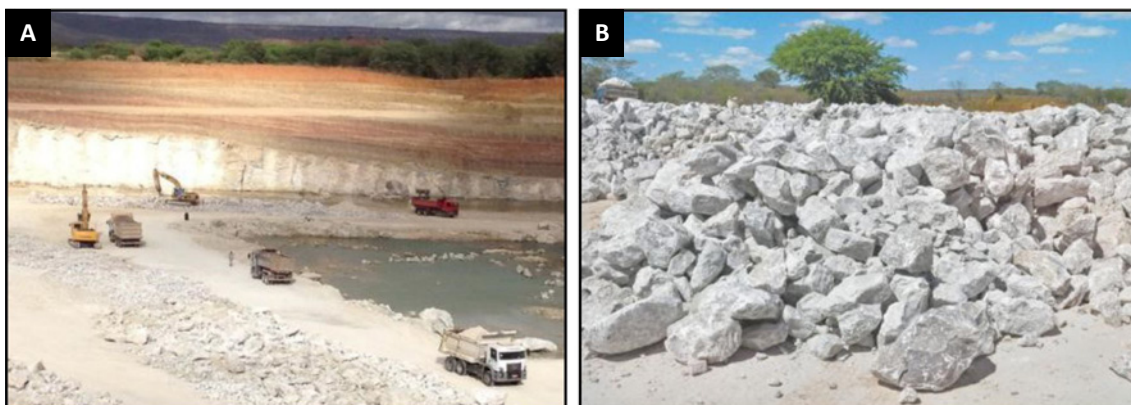
### 9.8. GRAFITA

Esse mineral se apresenta disseminado ou formando faixas maciças associadas a metachert ferríferos, que ocorrem intercalados em filitos de coloração escura do Complexo Casa Nova. As ocorrências, localizadas na região do sítio Ingá, configuram lentes de direção NE, com dimensões aproximadas de 1.000m de comprimento e 70 m de espessura, com reserva inferida estimada em 3.640.000t (GOMES e VASCONCELOS, 1991).

### 9.9. FOSFATO

Os dados relativos as ocorrências de fosfato são pertinentes a trabalhos de pesquisa realizados no sudeste do Piauí, onde se insere a região do Morro do Poço D'Anta e na qual foram descobertas importantes ocorrências desse insumo mineral associadas as rochas do Grupo Ipueirinha (Formações Caridade do Piauí e Cacimbas).

Esses trabalhos, atrelados ao Projeto Integração Geológica e de Recursos Minerais da Borda Norte-Noroeste do Cráton São Francisco, do qual faz parte o presente Informe de Recursos Minerais, incluiu mapeamento geológico-geoquímico de detalhe da região, com suporte de sensoriamento remoto e caracterização mineral de amostras de rochas fosfáticas, envolvendo análises MEV-EDS, difratometria de raios X



**Figura 9.7** - A) Vista panorâmica de mina de Gipsita; B) Blocos de gipsita de coloração esbranquiçada no município de Araripina-PE.

e químicas. Neste sentido, são apresentados nos subitens subsequentes os dados obtidos desses estudos, incluindo considerações quanto as características das ocorrências e critérios com base nos dados levantados para definição de áreas potenciais.

### 9.9.1. Descrição Geológica

Rochas mineralizadas em fosfato, localizadas na Folha Patos, no município de Jacobina do Piauí (PI), na localidade de Poço D'Anta, afloram em elevações de direção ENE-WSW, concordantes com a principal estrutura geológica regional. Tais mineralizações foram identificadas e mapeadas em três principais pontos ao longo de uma estrutura de 6,5 km de extensão, sendo ainda registrada uma ocorrência de menor expressão na base dos quartzitos da Formação Cacimbas (Grupo Ipueirinha) localizada na porção sudoeste dessa feição topográfica e fora do alinhamento das principais ocorrências (Figura 9.8). O mapeamento em detalhe definiu duas litofácies intrínsecas às zonas mineralizadas, ou seja, litofácies silexito e litofácies brecha fosfática. A largura das zonas aflorantes varia de 40 a 400 metros, porém as coberturas elúvio-colúvionares não permitem a caracterização completa da zona mineralizada e de suas rochas encaixantes.

O relevo é sustentado pela litofácies silexito, caracterizada por um silexito coeso, de cor branca a rosada, maciço contendo fragmentos de clorita-quartzo xisto silicificados (Figura 9.9A). Anteriormente essa estrutura foi cartografada por Melo (1991) como um dique de composição ácida de direção ENE-WSW em meio a uma unidade de cobertura colúvio-eluvial. O silexito é cortado por estruturas rúpteis em geometria do tipo stockwork preenchidas principalmente por quartzo (Figura 9.9B) e, menos comumente, por material fosfático brechado (Figura 9.9C). Drusas semicirculares permeiam o silexito e em alguns veios de quartzo são observadas texturas de crescimento em pente, denotando características epigenéticas e rasas.

A zona mineralizada, caracterizada como litofácies brecha fosfática, é constituída por uma brecha fosfática que circunda a litofácies silexito. A brecha fosfática varia localmente entre suportada por clastos e suportada por matriz. Exibe um arcabouço composto por fragmentos de tamanho e forma variados, angulosos a subarredondados, com diâmetro variando de 1 milímetro até 1 metro (Figura 9.9D). Os fragmentos em sua maioria são constituídos apenas por quartzo, menos comumente ocorrendo fragmentos de tamanho seixo e grânulo formados por material oriundo de alteração supergênica, de cor avermelhada ou esverdeada (Figura 9.9E). Mais raramente podem ocorrer fragmentos de xistos metasomatizados da Formação Caridade do Piauí com alta concentração de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, que podem chegar ao tamanho de grandes matacões (Figura 9.9F). A matriz é composta por material fosfático, identificado como variscita, que é fina, de coloração amarela e circunda os fragmentos do arcabouço, principalmente os de granulação seixo, originando capas ou filmes concêntricos similares a pisólitos (Figura 9.9G). Particularmente, na ocorrência da extremidade sudoeste (Área 1 na Figura 9.8), os blocos brechados podem exibir aglomerados de pisólitos enriquecidos em fósforo e com matriz cinzenta.

Ao redor das elevações de silexito ocorrem depósitos gravitacionais que geram acúmulos de blocos e matacões mal selecionados de silexito branco e brecha fosfática (Figura 9.9H). Essas zonas de depósitos gravitacionais se estendem desde a base das elevações a distâncias de 50 a 300 metros das áreas fontes, constituindo um critério para prospecção das zonas mineralizadas.

### 9.9.2. Sensoriamento Remoto

Com o objetivo de identificar novas ocorrências através das grandes exposições quartzosas da litofácies silexito, utilizou-se uma cena do sensor ASTER com data de passagem em 09 de julho de 2007, nas bandas 10 a 14 do infravermelho termal (TIR).

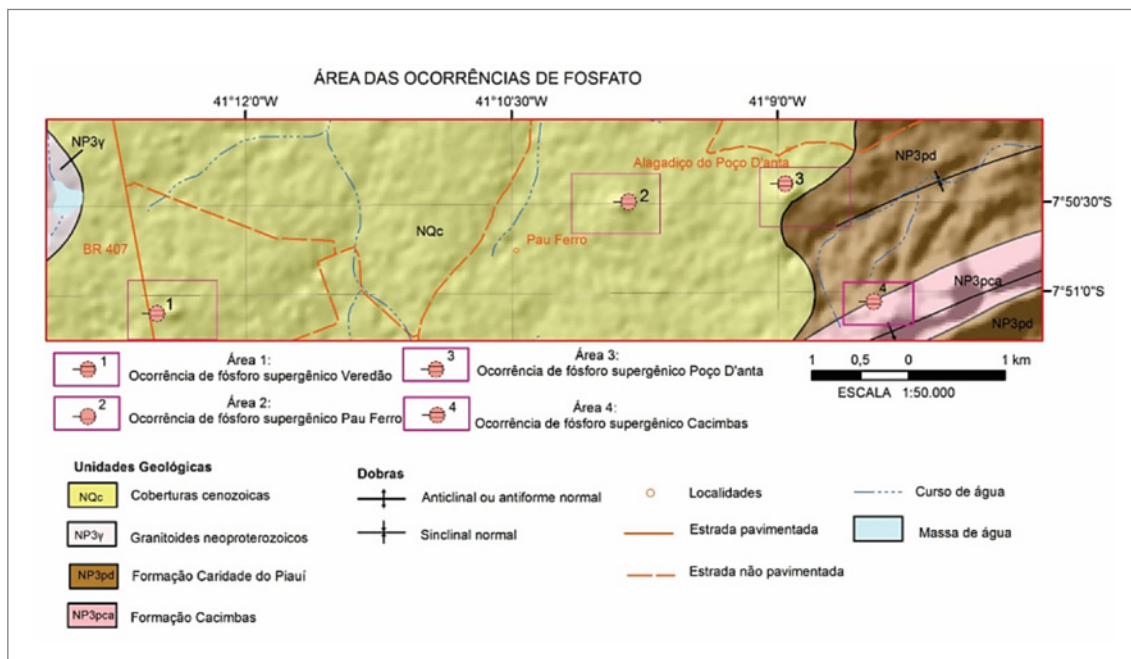


Figura 9.8 - Mapa com as ocorrências de fosfato na região de Poço D'Anta.

A técnica de razão de bandas permite a discriminação de diferentes alvos a partir do posicionamento de gradientes de reflectância ou emissividade presentes nas curvas espectrais dos materiais em foco. A curva espectral do mineral quartzo apresenta feições de picos positivos e negativos determinantes no intervalo de comprimento de onda referente às bandas 13 e 12 do ASTER. Portanto, para melhor discriminá-lo a partir da diferença de emissividade, foi aplicada a razão para essas bandas (B13/B12) (CARMELO; BARBOSA e CAMPOS, 2009).

Dois métodos de classificação supervisionada foram empregados, o SAM (Spectral Angle Mapper) (KRUSE; LEFKOFF e DIETZ, 1993) e o MTMF (Mixture-Tuned Matched Filtering) (BOARDMAN; KRUSE e GREEN, 1995).

O método SAM apresentou resultado coerente nas áreas amostradas, pois mapeou pixels semelhantes aos pixels de referência em outras zonas próximas. O resultado final da classificação pelo método MTMF foi obtido através da análise dos histogramas dos dois conjuntos de bandas produzidos, o SCORE E A INVIABILIDADE, relativos a cada espectro de referência. Assim, definiram-se os limiares de corte para que os pixels mais coincidentes com os espectros de referência fossem localizados (Figura 9.10).

As imagens obtidas indicam áreas de interesse resultantes da intersecção entre esses dois métodos de mapeamento. Essas áreas foram delimitadas para investigações futuras, respeitando-se a continuidade física dos pontos potenciais (Figura 9.11)

### 9.9.3. Caracterização mineral

#### 9.9.3.1. Microscopia Eletrônica de Varredura

Imagens obtidas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) e análises de EDS em amostras de brecha fosfática são apresentadas nas Figuras 9.12, 9.13 e 9.14. Análises foram realizadas no laboratório do Centro de Tecnologia Mineral – CETEM para a Secretaria de Geologia do Estado do Piauí constando no Relatório Técnico RRT0030-00-17, o qual elaborado por esta mesma secretaria que o cedeu à CPRM.

#### 9.9.3.2. Difractometria de Raios-X - DRX

Amostras de brechas fosfáticas coletadas em campo foram submetidas a análises de Difractometria de Raios-X para determinação dos minerais que constituem a mineralização.

As análises foram realizadas em Difractômetro de raios-x modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60), da PANalytical, com Goniômetro PW3050/60 (Theta/Theta) e com tubo de raios-x cerâmico de anodo de Cu ( $K\alpha_1$  1,5406 Å), modelo PW3373/00, foco fino longo, 2200W, 60kv. O detector utilizado é do tipo RTMS, Pixel/1D.

A aquisição de dados foi feita com o software X'Pert Data Collector, versão 2.1a, e o tratamento dos dados com o software X'Pert HighScore versão 3.0d, também da PANalytical.

Foram utilizadas as seguintes condições de análise: Voltage (kV): 40; Current (mA): 40; Scan range ( $^\circ$  2 $\theta$ ): 5-70;



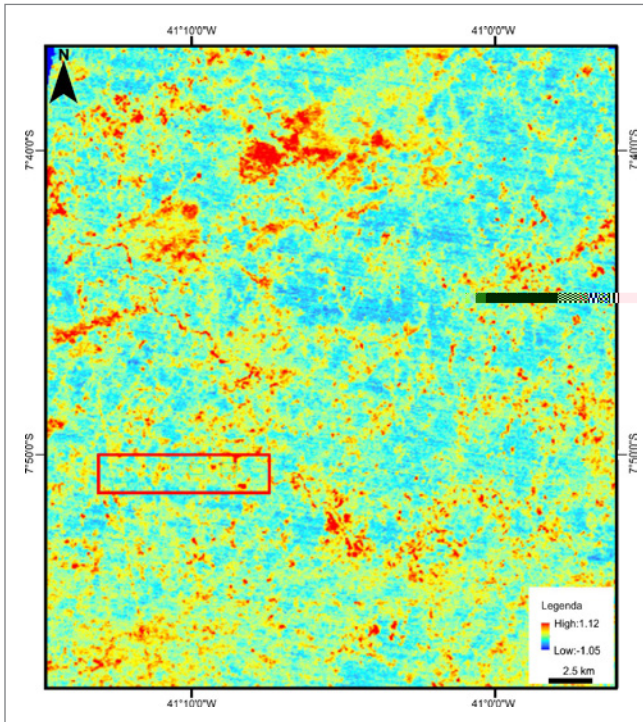
**Figura 9.9** - A) Litofácies silexito no alto das elevações; B) Geometria tipo stockwork preenchida por quartzo; C) Estrutura rúptil na litofácies silexito preenchida por material fosfático; D) Litofácies brecha fosfática; E) Fragmentos da brecha fosfática envolvidos por material fosfático cinza e matriz marrom. F) Fragmento de xisto metassomatizado; G) Aglomerado de psólitos; H) Depósito gravitacional.

Step size ( $^{\circ} 2\theta$ ): 0,02; Scan mode: Continuous; Counting time (s): 50; Divergence slit: Slit Fixed  $1/2^{\circ}$ ; Mask Fixed 10 mm; Anti-scatter slit Name: 5,7mm.

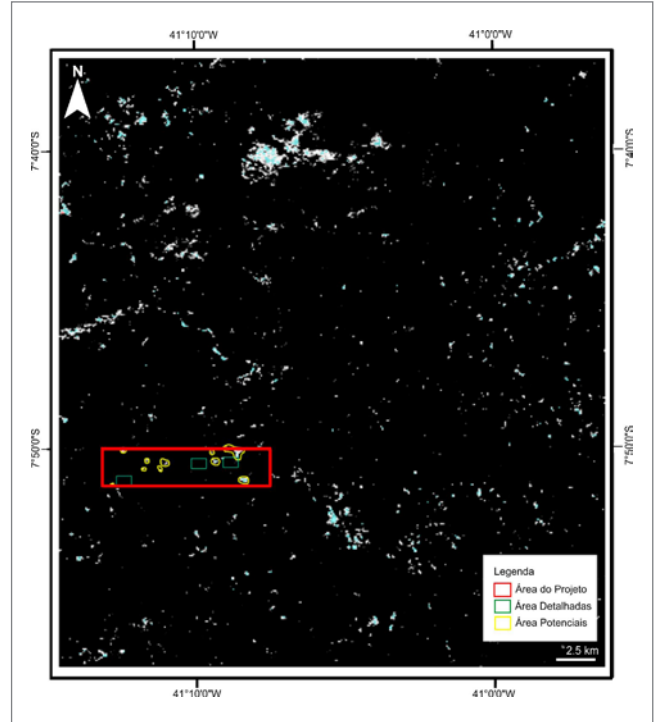
A identificação dos minerais foi feita através da comparação do difratograma obtido com padrões (fichas) do banco de dados do ICDD-PDF (International Center for Diffraction Data – Powder Diffraction File). As fichas são específicas para cada mineral (por ex., quartzo,

46-1045), podendo haver, entretanto, diferentes fichas para o mesmo mineral, em função de variações na composição química, soluções-sólidas, etc.

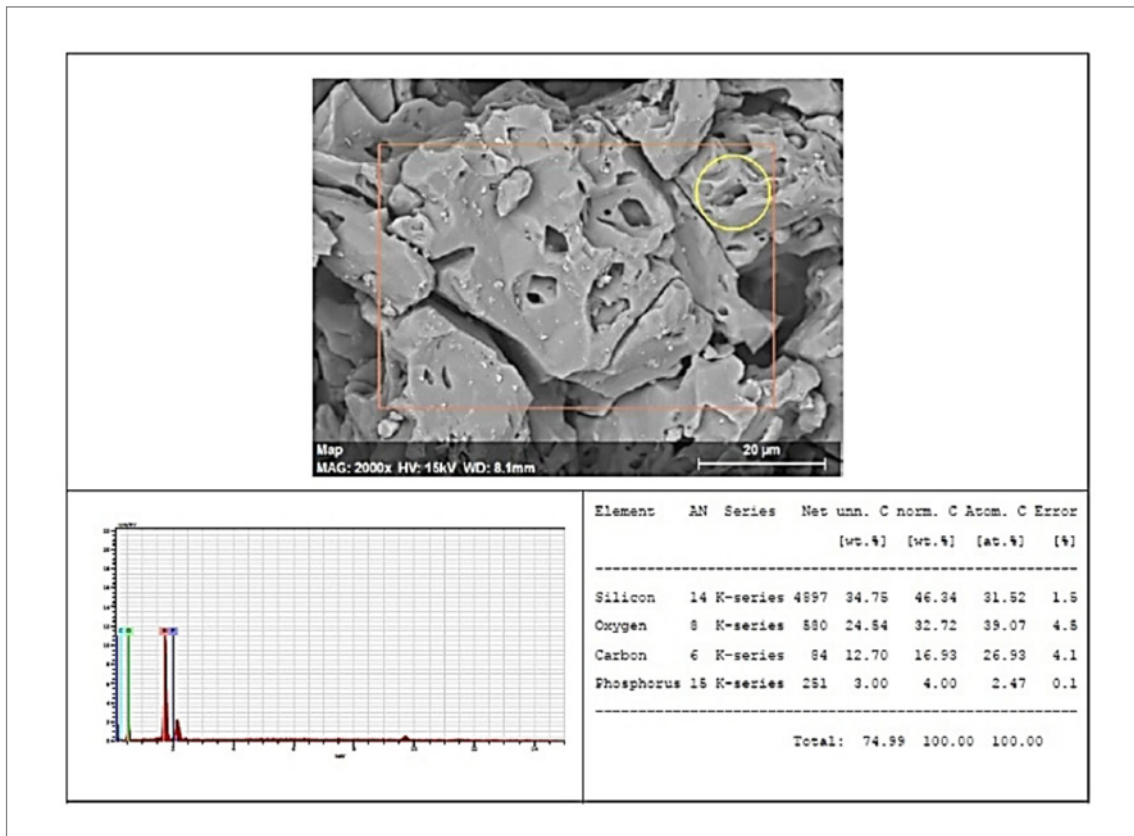
Para cada amostra é apresentado um difratograma com a posição dos principais picos das fases minerais identificadas na parte inferior das figuras. Dúvidas na identificação de algumas fases podem ser resolvidas através de análises químicas (Figuras 9.15 a 9.18).



**Figura 9.10** - Resultado da razão entre as bandas 13 e 12 do sensor TIR do ASTER, cujos valores mais altos se encontram em vermelho, o que indica as áreas com maior potencial de serem encontrados quartzitos mais puros. O retângulo demarcado em vermelho corresponde a zona com mineralizações de fosfato mostrado na figura 7.8.



**Figura 9.11** - Resultado da intersecção entre as imagens resultantes das classificações SAM e MTF. Os polígonos em amarelo indicam as áreas contendo quartzo mais puro, com base na sua resposta espectral retroespalhado.



**Figura 9.12** - Imagem da amostra, EDS e composição química da região delimitada pelo círculo amarelo. Elétrons retroespalhado.

Os resultados obtidos por DRX nas amostras de brecha fosfática refletem os fragmentos do arcabouço constituídos por quartzo e a matriz fosfática, a qual constituída por quartzo, variscita, gibbisita e nacrita.

As fases minerais contidas na matriz podem indicar forte ação de processos supergênicos.

### 9.9.3.3. Análise química

Amostras de brecha fosfática também foram submetidas a análises químicas de fluorescência de raios-X (FRX) para melhor qualificar e quantificar os elementos químicos das rochas mineralizadas de estudos pretéritos. A Tabela 9.1 apresenta os resultados obtidos.

Os resultados de litogeoquímica para as amostras de brecha fosfática mostram grande concentração de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e SiO<sub>2</sub> associada a concentrações menores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Os valores para o LOI indicam a presença de minerais que comportam H<sub>2</sub>O em suas estruturas.

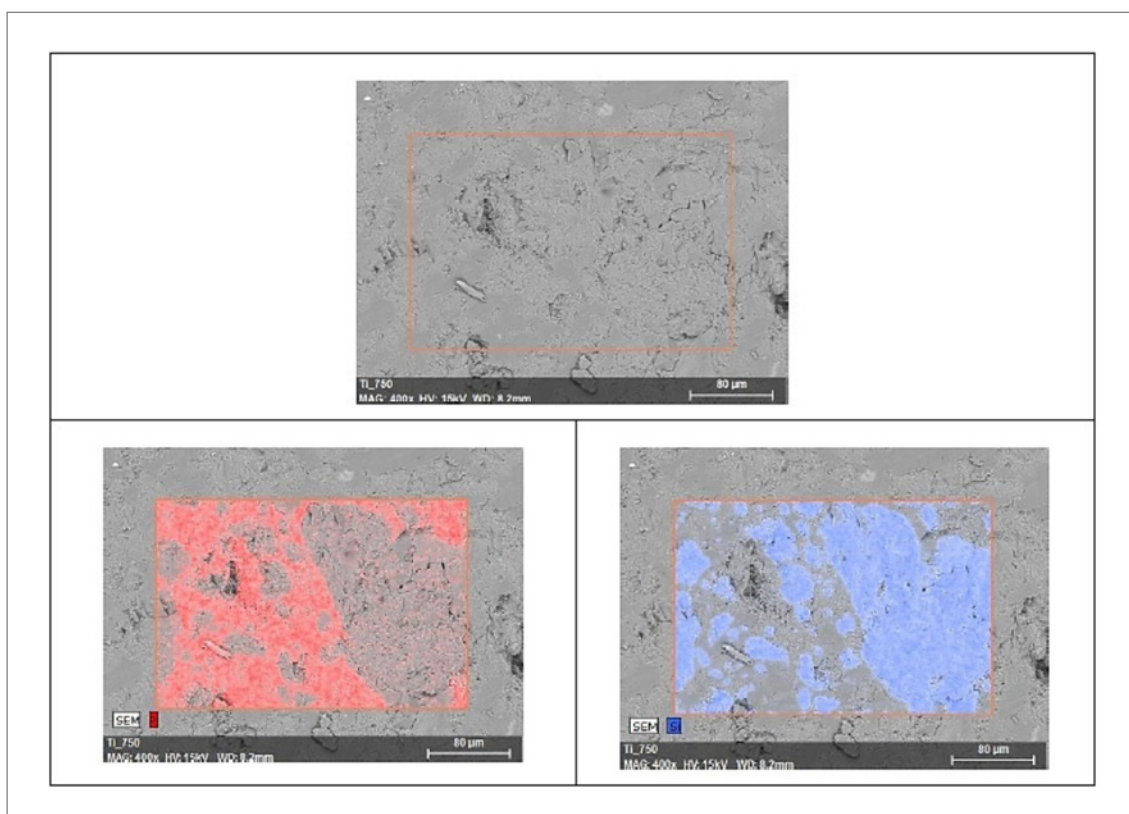
As altas concentrações de SiO<sub>2</sub> se devem a presença de quartzo tanto no arcabouço quanto na matriz, enquanto as altas concentrações de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> associada as concentrações de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> representam o mineral variscita ((Al,Fe<sup>3+</sup>)PO<sub>4</sub>·2 H<sub>2</sub>O) que também comporta água em sua estrutura relacionado aos valores de LOI apresentados.

### 9.9.4. Discussões

A ocorrência de variscita em perfis lateríticos foi descrita por Costa (1980) em áreas do estado do Pará. Neste trabalho o autor descreve a ocorrência de fosfatos aluminosos nos níveis B e A dos perfis de alteração em que a variscita ocorre principalmente na localidade do Morro Cansa Perna, assumindo aspectos brechóides com nódulos maços ou vesiculares de estrutura concêntrica envolvidos por um cimento amarelo-castanho.

Apesar da aparente semelhança entre a ocorrência da variscita nos perfis lateríticos descritos por Costa (1980) no estado do Pará e a variscita encontrada em Jacobina do Piauí, ainda não foram observados na área outros perfis lateríticos com essa característica, tornando difícil uma correlação segura entre essas ocorrências de fosfatos aluminosos.

O mapeamento espectral do quartzo utilizando o sensor ASTER não teve resposta consistente para as três ocorrências mapeadas em detalhe por apresentar uma mistura de litofácies na resolução espacial do sensor, já que a litofácies silexito nessas ocorrências chega até 20 metros de espessura. Entretanto, obteve-se uma boa resposta da ocorrência não mapeada na base dos quartzitos da Formação Cacimbas onde a exposição de quartzo é maior. Outras áreas delimitadas pelo sensor



**Figura 9.13** - Imagem da amostra e distribuição do fósforo e silício. Elétrons retroespalhado.

ASTER como interessantes para novas ocorrências estão associadas a áreas de relevo aplainado, diferentemente dos registros até agora conhecidos.

Testes para rochagem realizados pelo CETEM em amostras da rocha fosfática de Poço D'Anta, através de extração com uma solução de ácido cítrico a 2%, indicou que apenas 0,43% do P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> estariam disponíveis no ambiente para uso agrícola, como fertilizantes, por exemplo. Esse valor de 0,43% de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>

disponível para as plantas é considerado muito baixo e inviabiliza, a princípio, a utilização da rocha fosfática através da técnica de rochagem na agricultura. Neste sentido, visando a potencialização do minério como insumo agrícola são recomendados novos estudos metalúrgicos e ensaios de tecnologia mineral a fim de se desenvolver métodos mais eficazes para quebrar a estrutura do fosfato de alumínio di-hidratado (variscita), que caracteriza a rocha fosfática de Poço D'Anta.

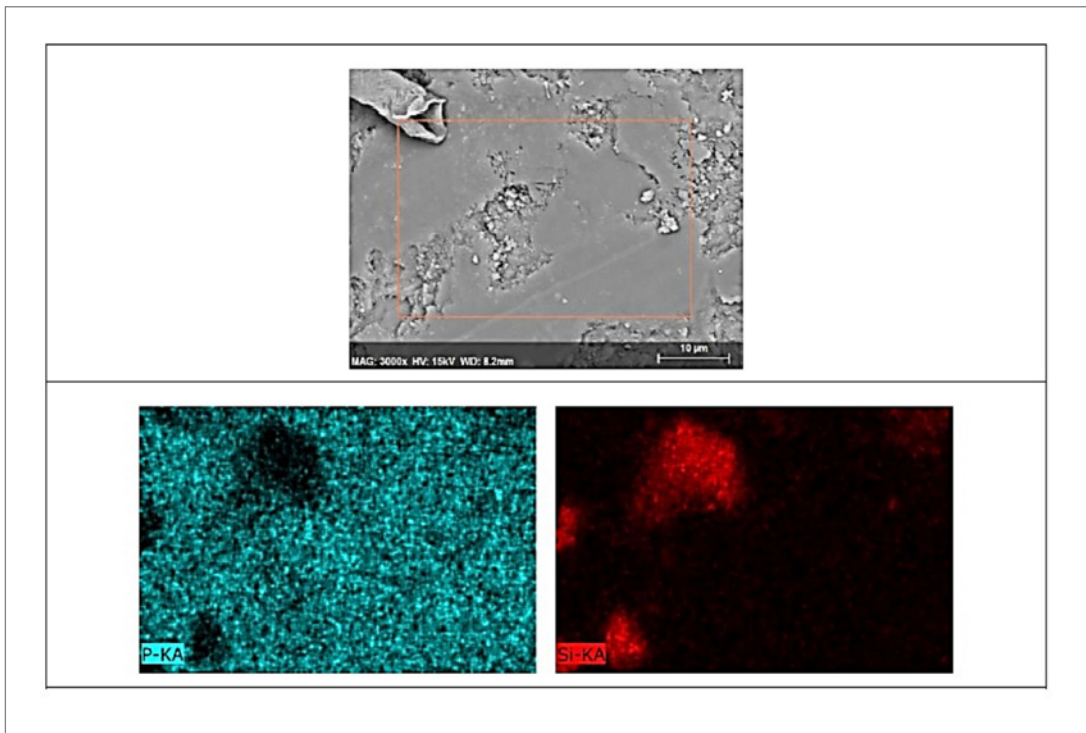


Figura 9.14 - Imagem da amostra e distribuição do fósforo e silício. Elétrons retroespalhado.

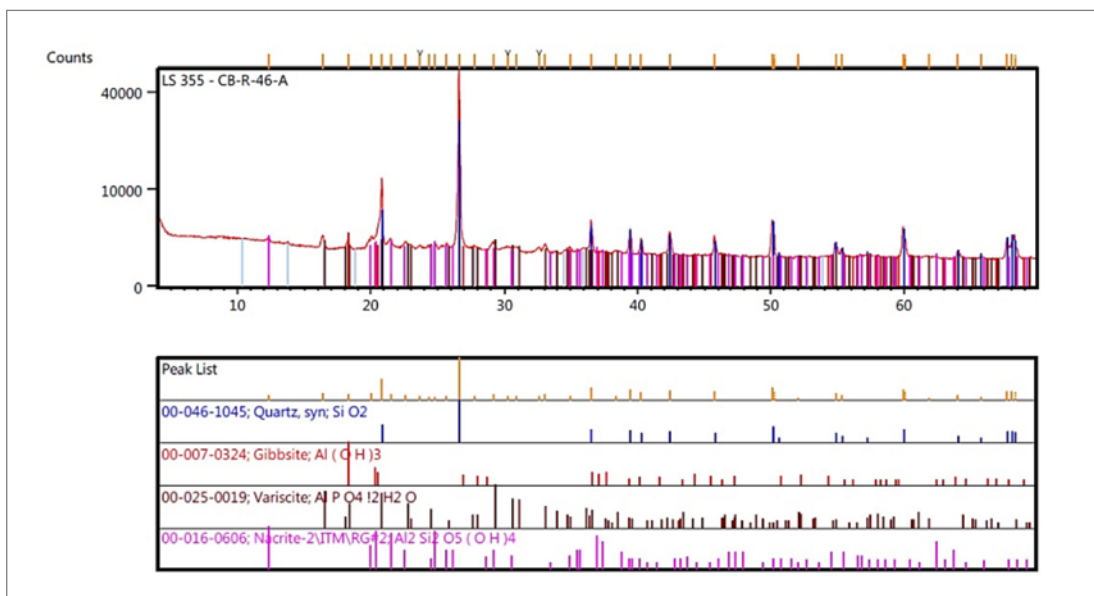


Figura 9.15 - Difratograma da amostra CB-R-46-A com a identificação das suas fases minerais.

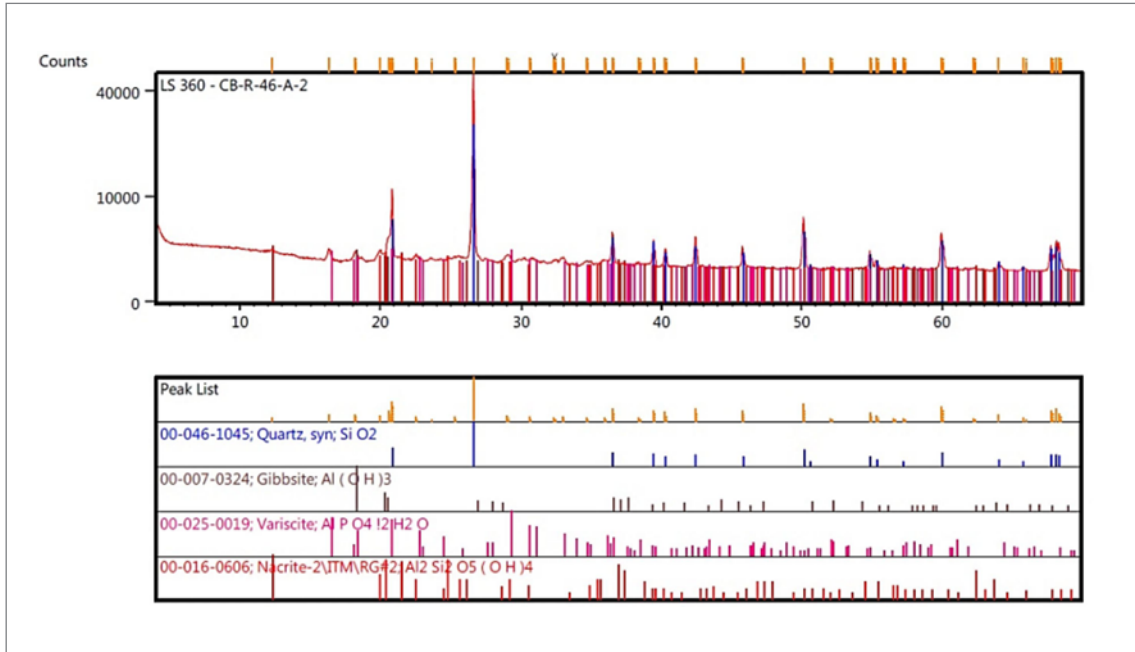


Figura 9.17 - Difratoograma da amostra CB-R-46-A-2 com a identificação das suas fases minerais.

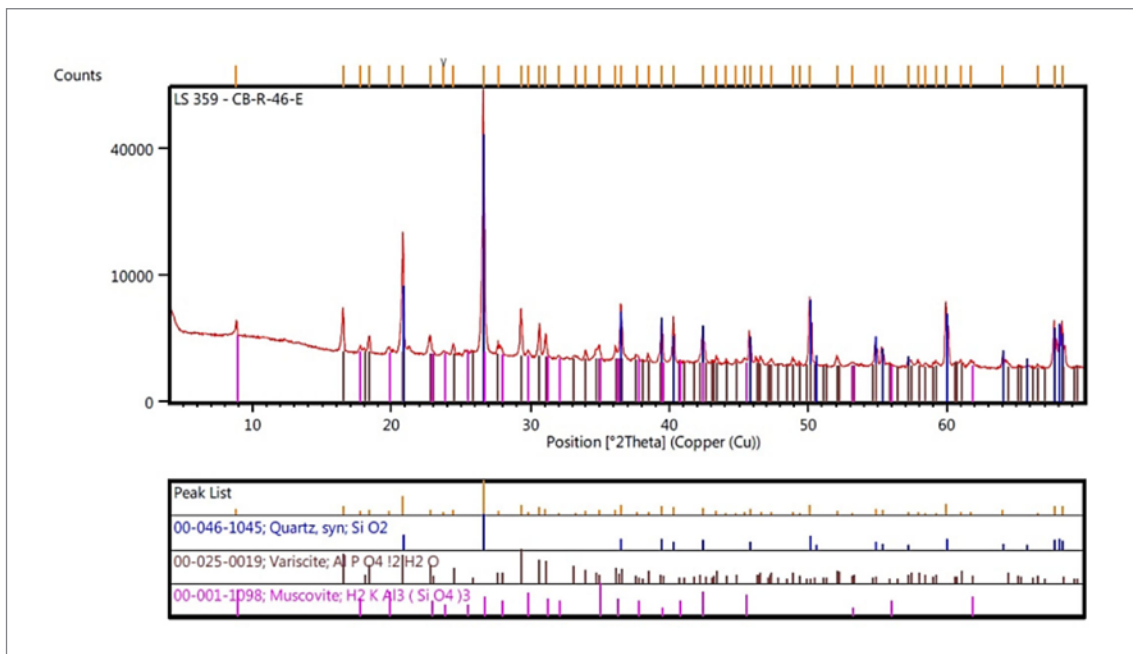


Figura 9.16 - Difratoograma da amostra CB-R-46-E com a identificação das suas fases minerais.



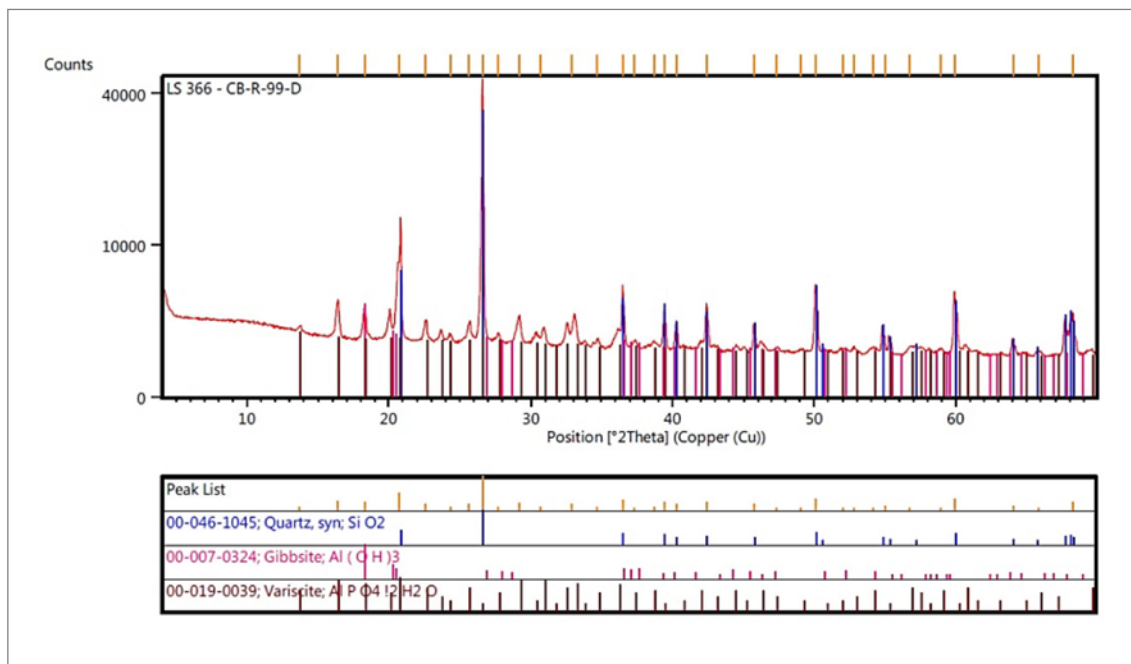


Figura 9.18 - Difratoograma da amostra CB-R-99-D com a identificação das suas fases minerais.

Tabela 9.1 - Tabela com os resultados de análises químicas por FRX

	CB-R-46-A	CB-R-46-2	CB-R-46-B	CB-R-99-D
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	18,9	13,7	10,1	21,1
BaO%	0,05	0,06	0,06	0,08
CaO%	0,1	1,05	0,05	0,3
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,02	0,01	0,02	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	2,4	5,4	3,39	5,54
K <sub>2</sub> O%	0,13	0,41	0,86	0,07
MgO%	0,11	0,22	0,17	0,17
MnO%	0,02	0,02	0,02	0,01
Na <sub>2</sub> O%	<0.1	0,2	<0.1	<0.1
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	25,943	13,73	10,293	32,052
SiO <sub>2</sub> %	48,3	57,5	72,1	30
TiO <sub>2</sub> %	0,3	0,69	0,3	0,53
LOI%	3,94	5,31	3,5	11,58

## 10. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Província Borborema apresenta vários eventos de magmatismo básico-ultrabásico relacionados a eventos de abertura ou fechamento oceânico. No Domínio da Zona Setentrional, mais especificamente no Subdomínio Ceará Central, ocorrem rochas ígneas e metassedimentares, associadas ao chamado Arco Magmático Santa Quitéria, com idades variando de 950 a 630 Ma, que são interpretadas como remanescentes de fundo oceânico e de arco magmático (GANADE DE ARAÚJO et al., 2012). Neste mesmo subdomínio, na sua porção noroeste, são relatadas ocorrências de relictos de rochas eclogíticas, que definem a Faixa Eclogítica de Forquilha (AMARAL, 2010), enquanto na porção sudoeste rochas com características de um ofiolito de margem continental, descritas como integrantes do chamado Grupo Novo Oriente (GANADE DE ARAÚJO et al., 2010; PITOMBEIRA et al. 2017).

Nos domínios das Zona Transversal e Meridional da Província Borborema, por sua vez, pode-se destacar o magmatismo básico e/ou básico-ultrabásico do Grupo Ipueirinha e dos complexos Brejo Seco (GAVA et al., 1984; MARIMON, 1990; CAXITO, 2013; SALGADO, 2014), Paulistana, Monte Orebe e Santa Filomena (GOMES e VASCONCELOS, 1991; MORAES, 1992; CAXITO, 2013; CAXITO et al., 2014; VERMA e OLIVEIRA, 2015). Na Faixa Sergipana destacam-se as rochas máficas que integram as denominadas unidades Gentileza e Novo Gosto do Domínio Canindé (OLIVEIRA; WINDLEY e ARAÚJO, 2010; VERMA e OLIVEIRA, 2015) e as rochas básicas do Domínio Vaza Barris (OLIVEIRA; WINDLEY e ARAÚJO, 2010; VERMA e OLIVEIRA, 2015).

Os dados litogeoquímicos obtidos neste projeto indicam um ambiente de fundo oceânico e caráter de basaltos subalcalinos toleíticos para as unidades máficas dos complexos Paulistana e Santa Filomena. Os xistos máficos, anfíbolitos e metagabros, que integram esses complexos, seriam produtos do metaformismo de rochas basálticas formadas em ambiente intraplaca 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 formados por magmatismo intraplaca continental atribuído à atuação pluma mantélica durante rompimento do supercontinente Rodínia. Exemplos desse magmatismo intraplaca são relatados na Austrália e no noroeste e sul da China (ZHAO; MCCULLOCH e KORSCH, 1994; LI et al., 2008; SONG et al., 2010). No tocante as rochas metaultramáficas (actinolita-tremolita

xisto e metapiroxenitos) do Complexo Paulistana, elas também apresentam enriquecimento em tais elementos e indicam 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 do Complexo Paulistana e os anfíbolitos do Complexo Santa Filomena apresentam razões Zr/Nb < 20 e alta razão Nb/Th.

Na bibliografia as rochas de caráter ultramáfico do Complexo Paulistana, que incluem metapiroxenitos, tremolita-actinolita xistos e clinopiroxênio anfíbolito, são descritas como rochas toleíticas formados em ambiente de rift continental (CAXITO, 2013). Cabe destacar, que, especificamente, as rochas metagábricas do Complexo Paulistana estudadas neste trabalho são análogas aos mesmos metagabros estudados e datados por Caxito (2013) em 888 Ma, assim como aquelas de natureza metamáfica e metaultramáfica do Complexo Paulistana estudadas pelo autor supracitado, que obteve uma idade-modelo TDM de 1,0 Ga e  $\epsilon_{Nd}$  (888 Ma) positivo (+1,3 a +4,8) para as mesmas.

Os dados litogeoquímicos podem ser comparados aos de Caxito (2013), que sugerem que os protólitos das rochas metamáficas (anfíbolitos, metagabros e xistos máficos) dos complexos Paulistana e Brejo Seco, descritos pelo projeto, 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.

As rochas metamáficas caracterizadas como anfíbolitos dos complexos Brejo Seco e Monte Orebe basicamente correspondem a basaltos toleíticos de alto magnésio, porém com algumas amostras apresentando composições de basaltos komatíticos, notadamente aquelas pertencentes ao Complexo Monte Orebe. Os anfíbolitos de ambas unidades mostram ainda enriquecimento em Ni, Cr e Co com o aumento do percentual de MgO e diminuição do percentual desse óxido com o aumento de Zr, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> e FeOT.

Em termos de ambiência tectônica, os anfíbolitos do Complexo Brejo Seco, especificamente, correspondem a álcali-basaltos E-MORB formados em ambiente intraplaca. As metavulcânicas máficas anfíbolíticas do Complexo

Monte Orebe (T-MORB), por seu turno, correspondem a basaltos toleíticos a calcoalcalinos formados em fundo oceânico e arcos de ilha.

As rochas plutônicas relativas aos corpos intrusivos de Brejo Seco e São Francisco de Assis geralmente são enriquecidas em ETR, com empobrecimento de ETRP em relação aos ERTL e não raro apresentam anomalias positivas de Ba, Th e P e anomalias negativas de Nb, Ti, Rb e Sr. Os anfíbolitos do Complexo Monte Orebe, por sua vez, geralmente são enriquecidos em ETR, com um leve empobrecimento em ETRP em relação os ERTL, com algumas amostras apresentando anomalias positivas de Ba, Th, Ce, e P e suaves anomalias negativas de Rb, Nb e Sr.

Os dados litogeoquímicos obtidos no projeto podem ser comparados com os dados de Caxito (2013) e Caxito et al. (2014a), os quais sugerem que os protólitos das rochas metavulcânicas máficas (anfíbolitos) do Complexo Monte Orebe correspondem a basaltos transicionais (T-MORB), similares a basaltos de Continental Margin Ophiolites (DILEK e FURNES, 2014).

Na Faixa Sergipana são descritas ocorrências de rochas de magmatismo intraplaca de idade neoproterozoica nos domínios Vaza Barris e 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 meta-dioritos e metagabros com indícios de ambiente de arco a rift continental, enquanto na unidade Novo Gosto suas rochas metabásicas, correspondentes a anfíbolitos (metabasaltos) intercalados com xistos, quartzitos e mármore, parecem ser oriundas do metamorfismo de basaltos de arcos de ilha (VERMA e OLIVEIRA, 2015).

O magmatismo máfico-ultramáfico caracterizado na Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal pode ter 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 na 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), que, 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, 1999; TUPINAMBÁ et al., 2007; LI et al., 2008).

As fases de deformações na Faixa Riacho do Pontal são agrupadas em dois tipos, compressionalis (D1, D2, D3) com deformação progressiva em regime compressivo apresentando transporte de massa para sul, e transcorrente (D4) representando uma deformação tardia, no final do Ciclo Brasileiro, com a formação de zonas de cisalhamento com cinemática predominantemente dextral.

O Grupo Ipueirinha engloba uma sequência metavulcanossedimentar ediacariana metamorfizada em fácies xisto-verde. Esta sequência exibe ampla predominância de litótipos metassedimentares mineralogicamente imaturos, dominados por metagrauvacas feldspáticas cuja assinatura química sugere deposição em ambiente convergente (margem continental ativa), e indica como fontes rochas ígneas ácidas a intermediárias. Os componentes metavulcânicos da Formação Barroço são metariolitos porfíricos de cor rosada, peraluminosos, cálcio-alcalinos de alto potássio. Em relação ao Serpentinítico Carnaubal, unidade associada ao Grupo Ipueirinha, formado basicamente por magnetita serpentinitos, suas características químicas sugerem processos de serpentinização em ambiente de subducção.

Estruturalmente, são registradas quatro fases de deformação impressas nas rochas do Grupo Ipueirinha, sendo sua atual estruturação e a geometria sigmoidal de suas faixas de ocorrência decorrentes da tectônica transcorrente dextral regida pelos lineamentos Patos e Pernambuco. Adicionalmente, informações obtidas pelo presente trabalho, coligadas aquelas de Basto et al. (2019), sugerem que o Grupo Ipueirinha teria sua evolução vinculada a uma bacia originada em um contexto de convergência de placas, mais especificamente em retroarco, associada a um arco magmático (possivelmente o arco de Tamboril-Santa Quitéria). Nesse contexto, as rochas da Formação Barroço corresponderiam ao vulcanismo de arco maduro do arco, e os serpentinitos da unidade Carnaubal poderiam representar uma crosta oceânica incipiente. Além disso, o Grupo Ipueirinha incluiria não apenas rochas da fase extensional da bacia (i.e. lascas de crosta oceânica), mas também sedimentos sin-orogênicos e rochas vulcânicas de arco maduro (fase compressional), sendo que essas litologias teriam sido colocadas em contato por um imbricamento tectônico posterior à formação da bacia. Sendo o Grupo Ipueirinha uma bacia formada em ambiente convergente no Neoproterozoico, a correlação dessa sequência com o Grupo Cachoeirinha (Faixa Piancó-Alto Brígida) torna-se mais provável do que sua correlação com o Grupo Orós (Faixa Orós-Jaguaribana).

O Complexo Granjeiro é constituído de uma suíte de ortognaisses TTG de idade neoarqueana e de uma sequência metavulcanossedimentar paleoproterozoica. Os ortognaisses constituintes da suíte TTG possuem composição granodiorítica a tonalítica com suas rochas mostrando pico metamórfico de até alto grau de deformação/metamorfismo, com geração de porções migmatizadas de composição granítica. Sua química apresenta proveniência de ambientes de arcos magmáticos, com caráter predominante sin- a tardicolisional. A sequência metavulcanossedimentar do Complexo Granjeiro é fortemente afetada pela deformação brasileira, sendo

delimitada regionalmente por zonas de cisalhamento e caracterizam-se por metamorfismo na fácies anfibolito. Suas rochas constituintes incluem metabásicas, em geral metabasaltos e metagabros, níveis quartzíticos e formações ferríferas bandadas.

As datações em torno de 3,3 Ga encontradas para os ortognaisses TTGs por Vale (2018), e aquelas obtidas pelo Projeto para as metabásicas derivadas de rocha basáltica (~2,2 Ga), indicam uma evolução policíclica para o Complexo Granjeiro, marcando sua primeira fase de deformação, durante o Paleoproterozoico. As rochas metabásicas possuem afinidade toleítica e química predominantemente basáltica a andesítica, com gênese associada a um ambiente de arco de ilha.

As formações ferríferas bandadas do Complexo Granjeiro são constituídas principalmente de quartzo, magnetita e grunerita, apresentam, em geral, mergulhos médios a subverticalizados, sendo o bandamento sua principal característica, com alternância de níveis de minerais silicáticos e de óxidos de ferro. Os BIFs são fortemente afetados pela tectônica cisalhante brasileira e submetidos a vários tipos de alteração derivadas de hidrotetalismo, tais como silicificação, carbonatação e reconcentração de magnetita, entre outros. Todo este conjunto de litótipos é intrudido por rochas sienograníticas de idade neoarqueana (2,6 Ga), sendo atribuído a este plutonismo a origem dos fluidos que afetaram principalmente as rochas metamáficas e as formações ferríferas.

A interpretação integrada dos dados geofísicos aéreos e terrestres possibilitaram vislumbrar as relações tectono-estruturais que envolvem a Faixa Riacho do Pontal e o Cráton São Francisco, com base na determinação dos lineamentos geofísicos, separação de domínios geofísicos e sua geometria. A análise integrada desses dados com aqueles da geologia, obtidos principalmente da compilação bibliográfica, foi importante para a programação das etapas de reconhecimento e mapeamento geológico de campo, proporcionando a identificação de unidades ainda não conhecidas assim como na descoberta de novas ocorrências minerais.

Os resultados obtidos a partir da integração entre os dados gamaespectrométricos, magnetométricos e gravimétricos e aqueles da geologia de superfície constam no mapa de interpretação e integração geofísico-geológica das faixas marginais da borda norte-noroeste do Cráton São Francisco - subárea Riacho do Pontal na escala de 1:250.000.

A interpretação dos dados aeromagnéticos revelaram uma compartimentação magnético/estrutural bastante complexa, com lineamentos magnéticos principais dispostos nas direções E-W, NE-SW e NW-SE, onde foram individualizados três domínios magnéticos regionais, com base nas amplitudes e no padrão de relevo das anomalias.

O levantamento gravimétrico, por sua vez, promoveu melhor resolução no mapa de anomalias Bouguer, cuja interpretação mostrou a continuidade para leste do trend gravimétrico positivo Parnaguá/São Raimundo Nonato. Esse alinhamento é segmentado, o que sugere a existência de endentamentos e/ou descontinuidades crustais perpendiculares ao limite da Faixa Riacho do Pontal.

A anomalia gravimétrica positiva caracterizada no leste da área de estudo é interpretada como limite entre domínios crustais relativo às províncias Borborema, Parnaíba e São Francisco. Esse dado, somado aos dados geológicos, litogeoquímicos e dos outros métodos geofísicos, corroboram com a existência de sutura continental na região da Faixa Riacho do Pontal. Vale ressaltar que anomalias gravimétricas residuais têm forte associação com sequências de rochas máficas e ultramáficas e ainda mostram relações com depósitos de minerais metálicos.

O processamento de dados geoquímicos possibilitou a integração dos resultados analíticos dos sedimentos de corrente das faixas móveis da borda NW do Cráton São Francisco, que mostraram a distribuição de concentrações dos elementos químicos e associações geoquímicas por toda a área do projeto, gerando informações potenciais para o direcionamento de estudos e trabalhos geológicos, tanto para o mapeamento geológico como para a prospecção mineral.

Na Faixa Riacho do Pontal os elementos de Ni e Cr são excelentes farejadores de rochas máficas e ultramáficas, constituindo, neste sentido, suas distribuições e associações geoquímicas, ferramentas de estudo para mapeamento das principais unidades geológicas metavulcanossedimentares da área, além do que são importantes indicadores de áreas mineralizadas, como no caso do depósito de Ni no corpo intrusivo de Brejo Seco.

Os novos dados proporcionados pelo Projeto e os resultados advindos da sua interpretação incrementaram o conhecimento geológico e metalogenético do Estado do Piauí, possibilitando, desta feita, a seleção de alvos potenciais para a pesquisa mineral em áreas favoráveis a formação de depósitos de metais base e de outras commodities, como aqueles associados as sequências metavulcanossedimentares ricas em rochas máficas e ultramáficas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AITCHISON, J. **The Statistical Analysis of Compositional Data**. London: Chapman and Hall, 1986.
- ALMEIDA, F. F. M.; LEONARDOS JR., O. H.; VALENÇA, J. **Granitic rocks of Northeast South America**. In: INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCI-ENCES, Recife, 1967. 37 p.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Brazilian structural province. **Earth Science**, v. 7, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: SBG, p. 363-391. 1977.
- AMARAL, W.S. Análise geoquímica, geocronológica e geotermobarométrica das rochas de alto grau metamórfico adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. (Tese de Doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Campinas. 2010. 210p.
- ANDRADE, F. A. R.; KONZEN, L. **Levantamentos aerogeofísicos para a identificação de áreas com ocorrência potencial de petróleo e gás na Bacia do Parnaíba. TOMO I: Área Parnaíba, volume I: Aerolevantamento gravimétrico e magnético**. São Paulo: ANP; USP, 2006.
- ANGELIM, L. A. A. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, escala 1:100.000, folha SC.24-V-A-III, Santa Filomena, Estados de Pernambuco e Piauí**. Brasília: DNPM; CPRM, 1988.
- ANGELIM, L. A. A. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:250.000 Folha SC.24-V-C, Petrolina, Estados da Bahia, Pernambuco e Piauí**. CPRM, 120 p. 1993.
- ANGELIM, L. A. A.; KOSIN, M. **Programa Levantamentos Geológicos do Brasil, Folha Aracaju – NW. Nota explicativa**. Rio de Janeiro: CPRM, 2001. 1 CD-ROM.
- ANUÁRIO MINERAL BRASILEIRO, **Departamento Nacional de Produção Mineral**, Brasília, 1997.
- ASMUS, H. E.; PORTO, R. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. **Anais...** Belém: SBG, p. 67-90, 1972.
- ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 371-389, 2007.
- BARANOV, V.; NAUDY, H. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole (airborne). **Geophysics**, v. 29, p. 67-79, 1964.
- BARBOSA O., BAPTISTA M.B., COELHO J.A.L. 1970. Geologia econômica de parte da região do Médio São Francisco. DNPM/DFPM, Rio de Janeiro. **Boletim** 140, 97p.
- BASTO, C.F.; CAXITO, F. de A.; VALE, J.A.R. do; SILVEIRA, D.A.; RODRIGUES, J.B.; ALKMIM, A.R.; VALERIANO, C. de M.; SANTOS, E.J.dos. An Ediacaran back-arc basin preserved in the Transversal Zone of the Borborema Province: Evidence from geochemistry, geochronology and isotope systematics of the Ipueirinha Group, NE Brazil. **Precambrian Research**, v. 320, p. 213-231, 2019.
- BITTAR, S. M. B. 1998. Faixa Piancó-Alto Brígida: terrenos tectono-estratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 p.
- BIZZI, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. (Org.). 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. 673 p.
- BIZZI, L. A. et al. **Mapa Geológico do Brasil**. Brasília: MME-CPRM, 2007. Escala 1:2.500.000. CD-ROM.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.; MURRAY, R. **Origin of Sedimentary Rocks**. 2 nd. New Jersey: Prentice-Hall, 1980.
- BOARDMAN, J. W.; KRUSE, F. A.; GREEN, R. O. Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data. In: JPL AIRBORNE EARTH SCIENCE WORKSHOP, 5., 1995, Pasadena. **Summaries...** Pasadena: JPL Publication, v. 1, p. 23-26. 1995.
- BOYNTON, W. V. Cosmochemistry of the rare earth element: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.) **Rare Earth Element Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1984. p. 63-114.
- BITTAR, S. M. B. **Faixa Piancó-Alto Brígida: terrenos tectono-estratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes**. 1998. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 p.
- BRIGGS, I. C. Machine contouring using minimum curvature. **Geophysics**, v. 39, n. 1, p. 39-48, 1974.
- BRITO NEVES B.B. 1983. O mapa geológico do Nordeste oriental, escala 1:1.000.000. Tese de livre docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 177 p.
- BRITO NEVES, B. B. America do sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 3, p. 379-392, 1999.
- BRITO NEVES, B. B. et al. O evento Carirís Velhos na Província Borborema: intergração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, p. 279-296, 1995.
- BRITO NEVES, B. B. **Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino**. 1975. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975.
- BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 53, p. 23-40, 1991.

- BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema province. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. CORDANI, U. G. (Ed.). **Tectonic Evolution of South América**. Rio de Janeiro, 2000. p. 151-182.
- BRITO NEVES B.B., VAN SCHMUS W.R., KOZUCH M., SANTOS E.J., PETRONILHO L. A zona tectônica Teixeira Terra Nova – ZTTTN - fundamentos da geologia regional e isotópica. **Geologia USP, Série Científica**, 5:57–80. 2005.
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; ANGELIM, L. A. A. Contribuição ao conhecimento da evolução geológica do Sistema Riacho do Pontal – PE, BA, PI. **Geologia USP, Série Científica**, São Paulo, v. 15, n. 1, p. 5-93, mar. 2015.
- BRITO NEVES C. C., SANTOS E. J., FUCK R.A., SANTOS L.C.M.L. Arco Magmático eoediácariano na porção setentrional da Zona Transversal, sub-província central da Província Borborema, nordeste da América do Sul. **Brazilian Journal of Geology**. 2016. 46 (4): 491-508.
- BUCHER, K.; GRAPES, R. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. 8 th. [Berlin]: Springer, 2011.
- CABANIS, B.; LECOLLE, M. 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**, v. 309, p. 2023–2029, 1989.
- CALDASSO, L. S. C. et al. **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, 1973.
- CAMPBELL, D. F.; ALMEIDA, L. A.; SILVA, S. O. Relatório preliminar sobre a geologia da Bacia do Maranhão. **Boletim do Conselho Nacional do Petróleo**, Rio de Janeiro, n. 1, p. 1-60, 1949.
- CAMPOS NETO, M. C.; BITTAR, S. M. B.; BRITO NEVES, B. B. Dominio tectonico Rio Pajeu – Provincia Borborema: orogeneses superpostas no ciclo Brasileiro/Pan-Africano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, v.38, Balneário Camboriú. **Abstracts...** Balneário Camboriú: SBG, 1994. p. 221–222.
- CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil**. 1984. Tese (Doutorado) - University of California, Santa Barbara, 1984.
- CARMELO, A. C.; BARBOSA, I. O.; CAMPOS, J. E. G. Mapeamento estrutural e litológico a partir de imagens ASTER (TIR) para a região da bacia do Rio Preto (DF, GO, MG). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2009, Natal. **Anais...** Natal: INPE, 2009. p. 3167-3171.
- CARRANZA, E. J. M. Analysis and mapping of geochemical anomalies using logratio- transformed stream sediment data with censored values. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 110, p. 167-185, 2011.
- CARRANZA, E. J. M. **Geochemical Anomaly and Mineral Prospectivity Mapping in GIS. Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 2009.
- CARVALHO, M. J. **Tectonic Evolution of the Marancó-Poço Redondo Domain: Records of the Cariris Velhos and Brasileiro Orogenesis in the Sergipano Belt, NE Brazil**. 2005. Tese (Doutorado) - Universidade de Campinas, Campinas, 2005.
- CAVALCANTE, J.C. Limites e evolução geodinâmica do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 194 p. 1999.
- CAXITO, F. A. et al. Neoproterozoic oceanic crust remnants in northeast Brazil. **Geology**, v. 42, p. 387–390, 2014a.
- CAXITO, F. A. **Geotectônica e evolução crustal das Faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, Estados da Bahia, Pernambuco e Piauí**. 2013. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Minas, 2013.
- CAXITO, F. A.; UHLEIN, A.; DANTAS, E. L. 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**, v. 51, p. 12-27, 2014a.
- CHIARINI, M. F. N. et al. **Proposição de métodos de representação e de interpretações de aerogamaespectrometria e aeromagnetometria**. [s.l.]: CPRM, 2013. Relatório Interno.
- CONDIE, K. C.; NOLL, P. D.; CONWAY, C. M. Geochemical and detrital mode evidence for two sources of Early Proterozoic sedimentary rocks from the Tonto Basin Supergroup, central Arizona. **Sedimentary Geology**, v. 77, p. 51–76, 1992.
- CONDIE, K. Changing tectonic settings through time: Indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams. **Precambrian Research**, v. 266, p. 587–591, 2015.
- CORDANI, R.; SHUKOWSKY, W. Magnetização remanescente: um parâmetro crucial para a interpretação e modelamento de anomalias magnéticas em território brasileiro. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, n. 4, p. 659-667, 2009.
- COSTA, A. F. **Caracterização petrográfica e litogeoquímica das rochas encaixantes e do minério de ferro da região de Curral Novo, Piauí**. 2010. (Trabalho de conclusão de curso) - UFBA, Salvador, 2010.
- COSTA, M. L. **Geologia, mineralogia, geoquímica e gênese dos fosfatos de Jandia, Cansa Perna, Itacupim no Para e Trauíra e Pirocaua no Maranhão**. 1980. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, 1980.
- COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. **The Interpretation of Igneous Rocks**. London: Allen and Unwin, 1979.
- CUNHA, F. M. B. da. **Evolução Paleozoica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço Tectônico**. 1986. Dissertação (Mestrado) - UFRJ, Rio de Janeiro, 1986.
- DANTAS, E. L. et al. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. **Precambrian Research**, v. 130, p. 113-137, 2004.
- DAVIS, J. C. **Statistics and data analysis in geology**. 2 nd. [New York]: John Wiley & Sons, 1986, 150p.

- DELLA FAVERA, J. C. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba**. 1990. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.
- DESCHAMPS, F. et al. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. **Lithos**, v. 178, p. 96-127, 2013.
- DIAS, V. M.; SILVA, M. G. Mineralizações de Ferro de Curral Novo, Estado do Piauí, e Sulfetos Associados: Prováveis Depósitos do Tipo IOCG. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 2. 2009, Gramado. **Anais...** Gramado: UFRGS, 2009. 1 CD-ROM.
- DILEK, Y.; FURNES, H. Ophiolites and their origins. **Elements**, v. 10, p. 93-100, 2014.
- FERREIRA, M. A. F. **Petrologia e geoquímica dos corpos sieníticos de Nova Olinda e Caboclo, cinturão de dobramentos Riacho do Pontal, oeste de Pernambuco**. 1995. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1995.
- FERREIRA, V. P. et al. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, Northeastern Brazil. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Org.). **Geologia do continente Sulamericano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 189-201.
- FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N.; JARDIM DE SÁ, E. F. Geochemical and isotopic signatures of the Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, p. 439-455, 1998.
- FETTER, A. H. **U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geological history of the Ceará State, NW Borborema Province, NE Brasil: Implications for the assembly of Gondwana**. Lawrence. 164 p. Tese (Doutorado) - Department of Geology of the Faculty of the Graduate School, University of Kansas, Campus de Lawrence. 1999.
- FILZMOSER, P.; HRON, K.; REIMANN, C. Univariate statistical analysis of environmental (compositional) data: Problems and possibilities. **Science of the Total Environment**, v. 407, p. 6100-6108, 2009.
- FREITAS, M. S. **Programa Geologia do Brasil. Geologia e recursos minerais da Folha Riacho Queimadas SC.24-V-A-I: estado do Piauí, Teresina**. 2015. 126 p.
- GANADE DE ARAUJO, C.E.G., PINEO, T.R.G., CAVALCANTE, J.C., CABY, R., COSTA, F.G., VASCONCELOS, A.M. AND RODRIGUES, J.B. **Provenance of the Novo Oriente Group, southwestern Ceara Central Domain, Borborema Province (NE-Brazil): a dismembered segment of a magma-poor passive margin or a restricted rift related basin?** *Gondwana Res.*, 18, 497–513. 2010.
- GANADE DE ARAUJO, C.E., CORDANI, U.G., BASEI, M.A.S., CASTRO, N.A., SATO, K. AND SPROESSER, W.M. **U–Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceara Central and Medio Coreau domains, Borborema Province, NE-Brazil: tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin**. *Precamb. Res.*, 206–207, 36–51. 2012.
- GANADE DE ARAUJO, C.E., RUBATTO, D., HERMANN, J., CORDANI, U.G., CABY, R., BASEI, M.A., 2014a. Ediacaran 2,500-km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. *Nat. Commun.* 5.
- GANADE DE ARAUJO, C.E., CORDANI, U.G., WEINBERG, R.F., BASEI, M.A.S., ARMSTRONG, R., SATO, K., 2014b. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* 202-203, 167-189.
- GANADE DE ARAUJO, C.E., CORDANI, U.G., AGNOSSOUMOUNDE, Y., CABY, R., BASEI, M.A.S., WEINBERG, R.F., SATO, K., 2016. Tightening-up NE Brazil and NW Africa connections: New U–Pb / Lu–Hf zircon data of a complete plate tectonic cycle in the Dahomey belt of the West Gondwana Orogen in Togo and Benin. *Precambrian Res.* 276, 24-42.
- GAVA, A.; MONTES, A. S. L.; OLIVEIRA, E. P. Granitos alcalinos no sudeste do Piauí. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. p. 2767-2786.
- GEOSOFT. **Gravity and terrain correction**. Technical Documentation. Montaj. Canadá: Geosoft Inc., 2015b. Tutorial. Disponível em: <<https://my.geosoft.com/elearning//path/920>>. Acesso em maio de 2016.
- GEOSOFT. **MAGMAP Filtering**. Technical Documentation. Montaj. Canadá: Geosoft Inc., 2015a. Tutorial. Disponível em: <<https://my.geosoft.com/elearning/step/885>>. Acesso em agosto de 2015.
- GNOJEK, I.; PRICHYSTAL, A. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in Northern Moravia, Czechoslovakia. **Geoexploration**, v. 23, p. 491-502, 1985.
- GOES, A. M. O; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **B. de Geoci. da Petrobrás**, v. 8, n. 1, p. 57-67, jan.-mar., 1994.
- GOMES, J. R. C. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Jaguaribe–SW, Folha SB.24-Y. Estados do Ceará, de Pernambuco e do Piauí. Escala 1:500.000 / organizado por José Roberto de Carvalho Gomes e Antonio Maurílio Vasconcelos. – Brasília: CPRM
- GOMES, F. E. M.; VASCONCELOS, A. M. **Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, carta geológica, carta metalogenética, escala 1:100.000, Folha SC.24-V-A-II, Paulistana, Estados de Pernambuco e Piauí**. Brasília: DNPM/CPRM, 1991.
- GOMES, J. R. C.; VASCONCELOS, A. M. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, Jaguaribe SW, escala 1:500.000, Folha SB.24-Y: estados do Ceará, Pernambuco e do Piauí**. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. 1 CD-ROM.
- GRANT, J. A. Ten things the textbooks don't tell you about processing and archiving airborne gamma ray spectrometric data. In: **Current Research 1998-D**. Ottawa: Geological Survey of Canada, 1998. p. 83-87.
- GREEN, J. Geochemical table of the elements for 1959. **Geological Society of America Bulletin**, v. 70, p. 1127-1184, 1959.

- GROMET, L. P. et al. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, v. 48, p. 2469–2482, 1984.
- GRUNSKY, E. C. The interpretation of geochemical survey data. **Geochemistry: Exploration, Environmental, Analysis**, v. 10, p. 27-74, 2010.
- IAEA - INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. **Guidelines for radioelement using gamma ray spectrometry data**. Viena, 2003.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523–548, 1971.
- JACOMINE, P. K. T. et al. **Levantamento Exploratório - Reconhecimento de Solos do Estado do Piauí**. Recife: Embrapa, (Boletim Técnico Embrapa, 36); (Divisão de Recursos Renováveis, 6). 1986.
- JARDIM DE SÁ, E. F. et al. As Bacias Interiores do Nordeste: integração de dados estruturais e gravimétricos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 11., 2007, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 2007.
- JARDIM DE SÁ, E. F. et al. Geochronology of metaplutonics and evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. p. 49-62.
- JARDIM DE SÁ, E. F. et al. Terrenos proterozóicos na província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 4, p. 472-480, 1992.
- JENSEN, L. S. **A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks**. [Toronto]: Ministry of Natural Resources, 1976. (Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper, 66).
- JOHNSON, A.; CHEESEMAN, S.; FERRIS, J. Improved compilation of antarctic Peninsula magnetic data by new interactive grid suturing and blending methods. **Annali di Geofisica**, v. 42, n. 2, p. 249 – 259, 1999.
- KLEMME, H. D. Petroleum basins – classification and characteristics. **Journal of Petroleum Geology**, v. 3, p. 187-207, 1980.
- KOZUCH, M. **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**. 2003. Tese (Doutorado) - University of Kansas, Lawrence, 2003.
- KRUSE, F. A.; LEFKOFF, A. B.; DIETZ, J. B. Expert System-Based Mineral Mapping in northern Death Valley, California/Nevada using the Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS). **Remote Sensing of Environment**, v. 44, p. 309 – 336, 1993. Special issue on AVIRIS.
- LAPWORTH, D. J. et al. Geochemical mapping using stream sediments in west-central Nigeria: Implications for environmental studies and mineral exploration in West Africa. **Applied Geochemistry**, v. 27, p. 1035-1052, 2012.
- LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S/A., PROSPECTORS AEROLEVANTAMENTOS E SISTEMAS LTDA. **Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos, Projeto Aerogeofísico Pernambuco-Piauí**. [Rio de Janeiro]: CPRM, 2006, 2010.
- LE BAS, M. J. et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. **Journal of Petrology**, v. 27, p. 745–750, 1986.
- LE MAITRE, R. W. **A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of igneous rocks**. Oxford: Blackwell, 1989.
- LE MAITRE, R. W. **Numerical Petrology**. Amsterdam: Elsevier, 1982.
- LI, Z. X. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. **Precambrian Research**, v. 160, p. 179-210, 2008.
- LOCZY, L.; LADEIRA, E. **Geologia estrutural e introdução à geotectônica**. 1 ed. São Paulo: Edgar Blucher, 1976.
- LUDWING, K.R., 2003. Isoplot 3.00 – A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. **Berkeley Geochronology Center, Special Publication**. Vol. 4. 2003.
- MACEDO, M.H.F., SÁ, J.M., KAWASHITA, K. 1988. A idade da Faixa Orós: dados preliminares. **Rev. Bras. Geoc.** 18 (3), 362–368.
- MANLY, B. F. J. **Multivariate Statistical Methods: A Primer**. London: Chapman & Hall, 1986. 100p.
- MARIMON, M. P. C. **Petrologia e litogeoquímica da seqüência plutono-vulcanosedimentar de Brejo Seco, Município de São João do Piauí**. 1990. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1990.
- MATOS, R. M. D. History of the Northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the breakup between Brazil and West Africa. In: CAMERON, N. R.; BATE, R. H.; CLURE, V. S. (Ed.). **The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic**. London: Geological Society, 1999. (Geological Society Special Publication, 153). p. 55-73.
- MATOS, R. M. D. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In: MOHRIAK, W.; TALWANI, M. (Ed.) **Atlantic Rifts and Continental Margins**. [s.l.]: American Geophysical Union, 2000. (Geophysical Monograph, 115). p. 331-354.
- MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v. 11, p. 766-791, 1992.
- MAYNARD, J. B.; VALLORI, R.; YU, H. Composition of modern deep sea sands from arc-related basins. In: LEGGETT, J. K. **Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins**. London: Geological Society, 1982. (Geological Society Special Publication, 10). p. 551-561.
- MCDONOUGH, W. F.; SUN, S. S. The Composition of the Earth. **Chemical Geology**, v. 120, p. 223-253, 1995.
- MEDEIROS, V. C. **Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó- Alto Brígida e Alto Pajeú**,



- Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil.** 2004. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.
- MEDEIROS V. C., JARDIM DE SÁ E. F. O Grupo Cachoeirinha (Zona Transversal, NE do Brasil) redefinição e proposta de formalização. *Revista de Geologia*, 22(2):124-136. 2009.
- MEHNERT, K.R. *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks.* Elsevier Publishing Company, New York, 1968.
- MELO, F.; VASCONCELOS, A. M. **Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, carta geológica, carta metalogenética, escala 1:100.000, Folha SC.24-Y-C-V, Patos, Estado do Piauí.** Brasília: DNPM/CPRM, 1991.
- MELO, S. C. **Projeto Geologia do Brasil. Geologia e recursos minerais da Folha Barragem: Estado do Piauí.** Teresina: CPRM, 2011.88 p.
- METZ, J.M., MAHOOD, G.A.. Development of the Long Valley, California, magma chamber record in precaldera rhyolite lavas of glass Mountain. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. 106 (3): 379-397p.
- MESCHÉDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology*, v. 56, p. 207–218, 1986.
- MILLER, H. G.; SINGH, V. Potential field tilt a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, v. 32, p. 213-217, 1994.
- MORAES, J. F. S. **Petrologia das rochas máficas-ultramáficas da seqüência vulcanosedimentar de Monte Orebe, PE-PI.** 1992. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1992.
- MORAES, J.F.S., FIGUERÔA, I. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, Escala 1: 250.000 Folha SC.24-V-A, Paulistana, Estados do Piauí, Bahia e Pernambuco.** 1998. CPRM, 92 p.
- MOTTA, A. C. et al. Feições gravimétricas e magnéticas do Cráton São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., 1979, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1981. p. 17-33.
- MULLEN, E. D. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 62, p. 53–62, 1983.
- NABIGHIAN, M. N. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations. *Geophysics*, v. 49, p. 780-786, 1984.
- NEVES, S. P. et al. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? *Precambrian Research*, v. 175, p. 187-205, 2009.
- NEVES, S. P. et al. 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*, v. 149, p. 197–216, 2006.
- NEVES, S. P. 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*, v. 22, p. 1031, 2003.
- NIU, Y. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology*, v. 45, p. 2423–2458, 2004.
- O’CONNOR, J. T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Papers*, n. 525B, p.79-84, 1965.
- OLIVEIRA, E. P. et al. 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*, v. 58, p. 257-280, 2015.
- OLIVEIRA, E. P.; WINDLEY, B. F.; ARAÚJO, M. N. C. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, v. 181, p. 64-84, 2010.
- OLIVEIRA, R. G. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental.** 2008. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.
- OLIVEIRA, R. G. **Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: dados aeromagnéticos e gravimétricos.** 1998. Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- OSTROVSKIY, E. Y. Antagonism of radioactive elements in wallrock alterations fields and its use in aerogamma spectrometric prospecting. *International Geology Review*, v. 17, p. 461-468, 1973.
- PARKINSON, I. J.; PEARCE, J. A. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a suprasubduction zone setting. *Journal of Petrology*, v. 39, n. 9, p. 1577–1618, 1998.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics.** 2nd. Berlin: Springer-Verlag, 1996.
- PEARCE, J. A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, v. 100, p. 14-48, 2008.
- PEARCE, J. A. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH C. J.; NORRY, M. J. (Ed.). **Continental Basalts and Mantle Xenoliths.** Nantwich: Shiva, p. 230–249. 1983.
- PEARCE, J. A.; CANN, J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 290–300, 1973.

- PEARCE, J. A.; GALE, G. H. Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. In: GASS, G. **Volcanic Processes in Ore Genesis**. London: Geological Society, 1977. (Special Publications, 7). p. 14-24.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 956-983, 1984.
- PEARCE, J. A.; PARKINSON, I. J. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: PRICHARD, H. M. et al. (Ed.). **Magmatic processes and plate tectonics**. London: Geological Society, 1993. (Special Publication, 76). p. 373-403.
- PIRAJANO, F.; SANTOSH, M. Mantle plumes, supercontinents, intracontinental rifting and mineral systems. **Precambrian Research**, v. 259, p. 243-261, 2015.
- PIRES, A. C. B. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 1, p. 61-68, 1995.
- PIRES, A. S.; LOUREIRO, H. S. C. **Programa Geologia do Brasil. Mapa geológico da Folha Casa Nova SC.24-V-C-II: estado da Bahia, Salvador**. 2014.
- PITARELLO, M. Z. **Petrografia e geoquímica das formações ferríferas bandadas do Complexo Arqueano Granjeiro (2,54 Ga) (NE do Brasil): implicações tectônicas e paleoambientais**. 2015. Dissertação (Mestrado) – UNICAMP, Campinas, 2015.
- PITOMBEIRA, J.P.A.; AMARAL, S.W.; UCHOA FILHO, C.U.; FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; PARENTE, C.V.; DA COSTA, F.G.; VERÍSSIMO, C.U.V. **Vestiges of a continental margin ophiolite type in the Novo Oriente region, Borborema Province, NE Brazil**. *Journal of South American Earth Sciences*. 78-99p. 2017.
- PLÁ CID, J. et al. The alkaline sílicasaturated ultrapotassic magmatism of the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, p. 661-683, 2000.
- PLUMMER, F. B. **Bacia do Parnaíba**. Rio de Janeiro: Conselho Nacional de Petróleo, 1948. p. 87-143. Relatório de 1946.
- PONTE, F. C.; MEDEIROS, R. A.; PONTE FILHO, F. C. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe: Parte 1 - Análise de Seqüências. In: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 2., 1997, Crato. **Atas... Crato: SBP**, 1997. p. 83-92.
- PONTE, F. C.; PONTE-FILHO, F. C. **Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe**. Departamento Nacional de Produção Mineral, 4º./10º, Distritos Regionais, 1996. Relatório Interno.
- PRADO, F. S.; VASCONCELOS A. M. **Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, carta geológica, carta metalogenética, escala 1:100.000, Folha SC.24-V-A-VI, Barra do Bonito, Estados de Pernambuco, Piauí e Bahia**. Brasília: DNPM/CPRM, 1991.
- PROSPECTORS AEROLEVANTAMENTOS E SISTEMAS LTDA. **Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Projeto aerogeofísico Centro-Sudoeste do Ceará**. [s.l.]: Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas Ltda, 2010. v. 1.
- PROSPEC S.A. **Geologia, Prospecções e Aerofotogrametria, “Projeto Borda Sul da Bacia do Paraíba**. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final, texto e anexos, Rio de Janeiro, 1978.
- REIMANN, C. et al. **Statistical Data Analysis Explained**. Chichester: John Wiley & Sons, 2008.
- REIMANN, C.; FILZMOSER, P.; GARRETT, R. G. Factor analysis applied to regional geochemical data: problems and possibilities. **Appl. Geochem.**, v. 17, p. 185-206, 2002.
- REIMANN, C., Geochemical mapping: technique or art?. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 2005 A, v.5; p359-370.
- REIMANN, C., Sub-continental-scale geochemical mapping: sampling, quality control and data analysis issues. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. 2005B, v.5; p311-323.
- RIBEIRO, J. A.; VASCONCELOS A. M. **Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, carta geológica, carta metalogenética, escala 1:100.000, Folha SB.24-Y-C-VI, Simões, Estados de Pernambuco e Piauí**. Brasília: DNPM/CPRM, 1991.
- RICKWOOD, P. C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. **Lithos**, v. 22, p. 247-263, 1989.
- ROEST, W. R.; VERHOEF, J.; PILKINGTON, M. Magnetic interpretation using the 3D analytical signal. **Geophysics**, v. 57, n. 1, p. 116-125, 1992.
- ROSER, B. P.; KORSCH, R. J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O ratio. **Journal of Geology**, v. 94, p. 635-650, 1986.
- ROSER, B. P.; KORSCH, R. J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. **Chemical Geology**, v. 67, p. 119-139, 1988.
- RUBATTO, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* 184, 123-138.
- RUDNICK, R. L.; GAO, S. The composition of the continental crust. In: RUDNICK, R. L. (Ed.). **The Crust**. Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. v. 3, p. 1-64.
- SÁ, J. M. et al. Geochemistry and geochronology of pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 851-866, 2002.
- SÁ, J. M.; MCREATH, I.; LETERRIER, J. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, p. 299-314, 1995.

- SALGADO, S. S. **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.** 2014. Dissertação (Mestrado) - UFMG, 2014.
- SAMPAIO, T. Q.; VASCONCELOS A. M. **Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, carta geológica, carta metalogenética, escala 1:100.000, Folha SC.24-V-A-V, Afrânio, Estados de Pernambuco, Piauí e Bahia.** Brasília: DNPM/CPRM, 1991.
- SANTOS, C. A.; SILVA FILHO, M. A. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, Riacho do Caboclo, escala 1:100.000, Folha SC.24-V-A-VI, Estados de Pernambuco e Bahia.** Brasília: CPRM, 1990.
- SANTOS, E. J. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. v. 6, p. 47-50.
- SANTOS E.J., OLIVEIRA R.G., PAIVA I.P. 1997. Terrenos no Domínio Transversal da Província Borborema: controles sobre acreção e retrabalhamento crustais ao sul do lineamento Patos. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 7, SBG-NE, Fortaleza, p.141-144.
- SANTOS, E. J. et al. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE-Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Tectonic Evolution of South American Platform.** Rio de Janeiro, 2000. p. 5-9. 1 CD-ROM.
- SANTOS, E. J. et al. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 61-76, 2010.
- SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B. B. Província Borborema. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Ed.). **O Pré-Cambriano do Brasil.** São Paulo: Edgar Blucher, 1984. p. 123–186.
- SANTOS, E. J.; CALDASSO, A. L. S. 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, 1978, Salvador. **Anais...** Salvador, 1978. p. 399-426.
- SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B. de Investigação geocronológica U/Pb e Sm/Nd em zona de colisão múltipla de arcos na região de Floresta (PE), Faixa Pajeú-Paraíba, Província Borborema. in: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Balneário de Camboriú. **Boletim de resumos expandidos. Balneário de Camboriú: SBG**, 1994. 3v., v.1, p.247-249.
- SANTOS, F. H. ; AMARAL, W. S. ; UCHÔA FILHO, E. C. ; MARTINS, D. T. Detrital zircon U-Pb ages and whole-rock geochemistry of the Neoproterozoic Paulistana and Santa Filomena complexes, Borborema Province, northeastern Brazil: implications for source area composition, provenance, and tectonic setting. **International Geology Review**, v. 60, p. 1-24, 2017.
- SANTOS, E.J., SOUZA NETO, J.A., SILVA, M.R.R., BEURLEN, H., CAVALCANTI, J.A.D., SILVA, M.G., COSTA, A.F., SANTOS, L.C.M.L., SANTOS, R.B. 2014. Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. In: Silva, M.G, Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumijan, R.M. (Eds) **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras.** CPRM p. 343-388.
- SANTOS, E. J. Integração geológica e metalogenética, escala 1:250.000, Folha SC.24-X-A Belém do São Francisco (Floresta), Província Borborema, NE do Brasil. Recife: CPRM,1998.
- SATO, E. N.; ALMEIDA, T. I. R.; BASEI, A. S. Idades U-Pb em zircões das rochas encaixantes das formações ferríferas do distrito de Curral Novo do Piauí, Brasil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 34, 2012, Austrália. **Resumos...** [s. l.]: IGC, 2012.
- SHAND, S. J. **Eruptive Rocks.** 3 rd. New York: Hafner Publishing Company, 1947.
- SHERVAIS J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. **Earth and Planetary Science Letters.** 59:101-118. 1982.
- SIAL, A. N. Granite-types in northeast Brazil: current knowledge. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, p. 54-72, 1986.
- SILVA, L. C. *et al.* U/Pb SHRIMP ages in the Southern state of Ceará, Borborema Province, NE Brazil: Archean TTG Accretion and Proterozoic Crustal Reworking. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS - ISGAM, 2., 1997, Salvador. **Extended Abstract and Program.** Salvador: CBPM, 1997. p. 280-281.
- SILVA, M. D. da. **Ostracodes** não-marinhos da Formação Santana (cretáceo inferior) do Grupo Araripe. Nordeste do Brasil. Tese (Livre Docência) - Universidade Federal de Pernambuco, 1976.
- SONG, S. G. *et al.* Tracing the 850-Ma continental flood basalts from a piece of subducted continental crust in the North Qaidam UHPM belt, NW China. **Precambrian Research**, v. 183, p. 805–816, 2010.
- SOUSA, D. F. M. de. **Caracterização litoestrutural e mapeamento geológico do Complexo Santa Filomena, Faixa Riacho do Pontal, região de Betânia-PI.** 2014. (Trabalho de Conclusão de Curso) - UNICAMP, Campinas, 2014.
- SOUZA, J. D. de *et al.* **Projeto Colomi. Relatório Final, Geologia da Região do Médio São Francisco, texto e mapas, escala 1:250 000.** Salvador: DNPM-CPRM, 1979.
- SPEARMAN, C. E. “General intelligence” objectively determined and measured. **Am. J. Psychol.**, v. 15, p. 201-293, 1904.
- SPECTOR, A.; GRANT, F. S. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics**, v. 35, n. 2, p. 293–302, 1970.
- TABACHNICK, B. G.; FIDELL, L. S. **Using multivariate statistics.** London: Allyn and Bacon, 2001. 305p.
- TAYLOR, S. R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, v. 28, p. 1273-1286, 1964.
- TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. M. **The Continental Crust: Its Composition and Evolution.** Oxford: Blackwell Scientific, 1985.

- TEIXEIRA, W. Avaliação do acervo de dados Geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco - Implicações Tectônicas. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, II: 1993. Salvador. **Anais...** Salvador: SBG. p.11-34. 1993.
- THOMPSON, R. N. et al. 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**, v. 310, p. 549-590, 1984.
- TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana, Pan-African (2000- 500 Ma)–Pan-African Brasiliano Aggregation of South America and Africa**. Rotterdam: A. A. Balkema, 1994.
- TUPINAMBÁ, M. et al. 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**, v. 37, p. 87–91, 2007.
- UCHÔA FILHO, E. C. **O Complexo Paulistana no Domínio Interno da Faixa Riacho do Pontal: Petrografia e geoquímica das sequências metavulcânicas**, 2015. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2015.
- VALE, J. A. R. do, 2018, Caracterização geoquímica e geocronológica do Complexo Granjeiro Sul, Província Borborema, NE Brasil: implicações para a evolução crustal paleoarqueana do distrito ferrífero de Curral Novo do Piauí [Dissertação de Mestrado], São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 126 p.
- VAN DER GEEST, A. **Mapeamento geológico de detalhe, do extremo oeste da Faixa Riacho do Pontal, região de Santa Filomena-PE**. 2015. (Trabalho de Conclusão de Curso) – UNICAMP, Campinas, 2015.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., WILLIAMS, I.S., HACKSPACKER, P.C., FETTER, A.H., DANTAS, E.L., BABINSKI, M. **The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages**. *Precambrian Res.* 2003. 127, 287–327.
- VASCONCELOS, A. M.; GOMES, E. M. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, Iguatu – Folha SB.24-Y-B, estado do Ceará**. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 1998.
- VAUCHEZ, A. et al. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, p. 247- 266, 1995.
- VAUCHEZ, A.; EGYDIO-SILVA, M. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: the West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. **Geology**, v. 20, p. 1007-1010, 1992.
- VERMA, S. K.; OLIVEIRA, E. P. Tectonic setting of basic igneous and metaigneous rocks of Borborema Province, Brazil using multi-dimensional geochemical discrimination diagrams. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, p. 309-317, 2015.
- VIRGENS NETO, J. **Programa Geologia do Brasil. Geologia e Recursos Minerais da Folha Fronteiras SB.24-YC-III. Escala 1:100.000, Estados do Piauí Pernambuco e Ceará**. Teresina: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 79p. 2015.
- WEDEPOHL, K. H. **Handbook of Geochemistry**. Berlin: Springer-Verlag, 1978.
- WEDEPOHL, K. H. The composition of the continental crust. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, v. 59, p. 1217-1232, 1995.
- WINCHESTER, J. A.; FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, v. 20, p. 325–344, 1975.
- WOOD, D. A. 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**, v. 50, p. 11–30, 1980.
- YARIV, S.; CROSS, H. **Geochemistry of colloids systems for earth scientists**. Berlin: Springer, 1979.
- ZHAO, J. X.; MCCULLOCH, M. T.; KORSCH, R. J. Characterisation of a plume-related ~800Ma magmatic event and its implications for basin formation in central southern Australia. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 121, p. 349–367, 1994.

## O SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM E OS OBJETIVOS PARA O DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL - ODS

Em setembro de 2015 líderes mundiais reuniram-se na sede da ONU, em Nova York, e formularam um conjunto de objetivos e metas universais com intuito de garantir o desenvolvimento sustentável nas dimensões econômica, social e ambiental. Esta ação resultou na *Agenda 2030*, a qual contém um conjunto de 17 *Objetivos de Desenvolvimento Sustentável - ODS*.

A Agenda 2030 é um plano de ação para as pessoas, para o planeta e para a prosperidade. Busca fortalecer a paz universal, e considera que a erradicação da pobreza em todas as suas formas e dimensões é o maior desafio global, e um requisito indispensável para o desenvolvimento sustentável.

Os 17 ODS incluem uma ambiciosa lista 169 metas para todos os países e todas as partes interessadas, atuando em parceria colaborativa, a serem cumpridas até 2030.



O Serviço Geológico do Brasil – CPRM atua em diversas áreas intrínsecas às Geociências, que podem ser agrupadas em três grandes linhas de atuação:

- Geologia e Recursos Minerais;
- Geologia Aplicada e Ordenamento Territorial;
- Hidrologia e Hidrogeologia.

Todas as áreas de atuação do SGB-CPRM, sejam nas áreas das Geociências ou nos serviços compartilhados, ou ainda em seus programas internos, devem ter conexão com os ODS, evidenciando o comprometimento de nossa instituição com a sustentabilidade, com a humanidade e com o futuro do planeta.

A tabela a seguir relaciona as áreas de atuação do SGB-CPRM com os ODS.

## ÁREA DE ATUAÇÃO GEOCIÊNCIAS

### LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS



### LEVANTAMENTOS AEROGEOFÍSICOS



### AValiação DOS RECURSOS MINERAIS DO BRASIL



### LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS MARINHOS



### LEVANTAMENTOS GEOQUÍMICOS



### LEVANTAMENTOS BÁSICO DE RECURSOS HÍDRICOS SUPERFICIAIS



### PREVISÃO DE ALERTA DE CHEIAS E INUNDAÇÕES



### AGROGEOLOGIA



### LEVANTAMENTOS BÁSICO DE RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS



### RISCO GEOLÓGICO



### GEODIVERSIDADE



### PATRIMÔNIO GEOLÓGICO E GEOPARQUES



### ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO



### GEOLOGIA MÉDICA



### RECUPERAÇÃO DE ÁREAS DEGRADADAS PELA MINERAÇÃO



## ÁREA DE ATUAÇÃO SERVIÇOS COMPARTILHADOS

### GEOPROCESSAMENTO E SENSORIAMENTO REMOTO



### TECNOLOGIA DA INFORMAÇÃO



### LABORATÓRIO DE ANÁLISE MINERAIS



### MUSEU DE CIÊNCIAS DA TERRA



### PALEONTOLOGIA



### PARCERIAS NACIONAIS E INTERNACIONAIS



### REDE DE BIBLIOTECAS



### REDE DE LITOTECAS



## ÁREA DE ATUAÇÃO PROGRAMAS INTERNOS

### SUSTENTABILIDADE



### PRÓ-EQUIDADE



### COMITÊ DE ÉTICA



Maiores informações: <http://www.cprm.gov.br/publique/Sobre-a-CPRM/Responsabilidade-Social/Objetivos-de-Desenvolvimento-Sustentavel---ODS-319>

## LISTAGEM DOS INFORMES DE RECURSOS MINERAIS

### SÉRIE PROVÍNCIAS MINERAIS DO BRASIL

- Nº 01** Áreas de Relevante Interesse Mineral - ARIM, Brasília, 2015
- Nº 02** Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Tróia-Pedra Branca, Estado do Ceará, Fortaleza, 2015
- Nº 03** Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Sudeste do Tapajós, Estado do Pará, Brasília, 2015.
- Nº 04** Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Província Aurífera Juruena-Teles Pires-Aripuanã – Geologia e Recursos Minerais da Folha Ilha Porto Escondido – SC.21-V-C-III, Brasília, 2015.
- Nº 05** Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Distrito Zincífero de Vazante – MG, Brasília, 2015.
- Nº 06** Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Rochas Alcalinas da Porção Meridional do Cinturão Ribeira. Estados de São Paulo e Paraná, Brasília, 2015.
- Nº 07** Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Sudeste de Rondônia, Brasília, 2016.
- Nº 08** Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Seridó-Leste, extremo nordeste da Província Borborema (RN-PB), Brasília, 2016.
- Nº 09** Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Porção sul da Bacia do Paraná, RS, 2017
- Nº 10** Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Eldorado do Juma, Estado do Amazonas, AM, 2019
- Nº 11** Áreas de Relevante Interesse Mineral: Cinturão Gurupi, Estados do Pará e Maranhão, Brasília, 2017.
- Nº 12** Áreas de relevante interesse mineral: Reserva Nacional do Cobre e Associados, Estados do Pará e Amapá, Belém, 2017.
- Nº 13** Áreas de Relevante Interesse Mineral – Vale do Ribeira: Mineralizações Polimetálicas (Pb, Ag, Zn, Cu e Au – “Tipo Pannels”) em zonas de cisalhamento Rúptil, Cinturão Ribeira Meridional, SP-PR, São Paulo, 2017.
- Nº 14** Área de Relevante Interesse Mineral - ARIM: Distrito Mineral de Paracatu-Unai (Zn-Pb-Cu), MG, 2018
- Nº 15** Área de Relevante Interesse Mineral Integração Geológica-Geofísica e Recursos Minerais do Cráton Luis Alves, RS, 2018.
- Nº 16** Áreas de Relevante Interesse Mineral - Província Mineral de Carajás, PA: Estratigrafia e análise do Minério de Mn de Carajás - áreas Azul, Sereno, Buritirama e Antônio Vicente, PA, 2018.
- Nº 17** Áreas de Relevante Interesse Mineral Troia-Pedra Branca - Geologia e mineralização aurífera da sequência metavulcanossedimentar da Serra das Pipocas, [Maciço](#) de Troia, Ceará, Estado do Ceará, CE, 2018.

- Nº 18** Áreas de Relevante Interesse Mineral – Reavaliação da Província Estanífera de Rondônia, RO, 2019.
- Nº 19** Áreas de relevante interesse mineral – Evolução Crustal e Metalogenia da Faixa Nova Brasilândia, RO, 2019.
- Nº 20** Áreas de Relevante Interesse Mineral - Batólito Pelotas–Terreno Tijucas, Estado do Rio Grande do Sul, RS, 2019.
- Nº 21** Áreas de Relevante Interesse Mineral – Vale do Ribeira: mineralizações polimetálicas (Pb-Zn-Ag-Cu-Ba) associadas a Formação Perau, Cinturão Ribeira Meridional, Estado do Paraná, São Paulo, 2019.
- Nº 22** Áreas de relevante interesse mineral – Projeto evolução crustal e metalogenia da Província Mineral Juruena–Teles-Pires, MT, 2019
- Nº 23** Áreas de relevante interesse mineral – Projeto evolução crustal e metalogenia da Faixa Brasília setor centro-norte, GO-TO, 2019
- Nº 24** Avaliação do Potencial Mineral do NW do Ceará, CE, Fortaleza, 2019.
- Nº 25** Avaliação do Potencial Mineral das faixas Marginais da borda NW do Craton do São Francisco (Área Riacho do Pontal), PI, Teresina, 2019
- Nº 26** Avaliação do Potencial Mineral das faixas Marginais da borda NW do Craton do São Francisco (Área Rio Preto), PI, Teresina, 2019.
- Nº 27** Avaliação do Potencial Mineral do Vale do Ribeira (Área Castro), SP, São Paulo, 2019
- Nº 28** Modelo Prospectivo para Ametista e Água na Fronteira Sudoeste do Rio Grande do Sul, RS, Porto Alegre, 2019.



## **PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

### **INFORME DE RECURSOS MINERAIS**

#### **Série Províncias Mineraias do Brasil, nº 25**

#### **ÁREAS DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL - AVALIAÇÃO DO POTENCIAL MINERAL DAS FAIXAS MARGINAIS DA BORDA NOROESTE DO CRATON DO SÃO FRANCISCO (ÁREA RIACHO DO PONTAL), PIAÚ E PERNAMBUCO**

O produto Informe de Recursos Mineraias, parte integrante do Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral, objetiva sistematizar e divulgar os resultados das atividades e projetos desenvolvidos pela Serviço Geológico do Brasil - CPRM, nos campos da geologia econômica, metalogênese, prospecção, pesquisa e economia mineral. Tais resultados são apresentados sob a forma de estudos, artigos, relatórios e mapas.

O empreendimento Áreas de Relevante Interesse Mineral, vinculado à Diretoria de Geologia e Recursos Mineraias, consiste em um conjunto de projetos com foco nas províncias mineraias, com vistas a estimular a pesquisa e a produção mineral do país. Envolve levantamentos geológicos, geoquímicos e metalogenéticos, a utilização otimizada de dados geofísicos, com interpretação integrada de informações, visando a evolução do conhecimento geológico, o entendimento dos controles das mineralizações e a proposição de área potenciais para estudos metalogenéticos de detalhe e para execução de projetos de pesquisa mineral.

A Faixa Riacho do Pontal, nos Estados do Piauí e Pernambuco, foi selecionada em virtude de apresentarem potencial para mineralizações de ferro, níquel, cobre, cobalto, ouro e manganês. Além disso, essa publicação tenta ser o início do preenchimento de uma lacuna existente na área metalogenética dessa porção da Província Borborema, à medida que além de disponibilizar uma carta Geológica, também fornece uma carta de Recursos Mineraias, ambas em escala 1:250.000.

Os dados levantados foram integrados neste Informe Mineral e em ambiente de Sistema de Informações Geográficas, bases de dados e mapas temáticos, vinculados ao banco de dados corporativo da CPRM, o GeoSGB, e disponíveis para *download* no portal [www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br).

#### **Sede**

Setor Bancário Norte - SBN - Quadra 02, Asa Norte  
Bloco H - 5º andar - Edifício Central Brasília  
Brasília - DF - CEP: 70040-904  
Tel: 61 2108-8400

#### **Escritório Rio de Janeiro**

Av Pasteur, 404 - Urca  
Rio de Janeiro - RJ - Cep: 22290-255  
Tel: 21 2295-5337 - 21 2295-5382

#### **Diretoria de Geologia e Recursos Mineraias**

Tel: 21 2546-0212 - 61 3223-1166

#### **Departamento de Geologia**

Tel: 91 31821326

#### **Departamento de Recursos Mineraias**

Tel: 21 2295-4992

#### **Diretoria de Infraestrutura Geocientífica**

Tel: 21 2295-5837 - 61 2108-8457

#### **Residência de Teresina**

Rua Goiás, 312 - Sul  
Teresina - PI - CEP: 64001-620  
Tel.: 86 3222-4153

#### **Assessoria de Comunicação**

Tel: 61 2108-8468  
E-mail: [asscomdf@cprm.gov.br](mailto:asscomdf@cprm.gov.br)

#### **Divisão de Marketing e Divulgação**

Tel: 31 3878-0333  
E-mail: [marketing@cprm.gov.br](mailto:marketing@cprm.gov.br)

#### **Ouvidoria**

Tel: 21 2541-6344  
E-mail: [ouvidoria@cprm.gov.br](mailto:ouvidoria@cprm.gov.br)

#### **Serviço de Atendimento ao Usuário - SEUS**

Tel: 21 2295-5997  
E-mail: [seus@cprm.gov.br](mailto:seus@cprm.gov.br)



[www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br)