

PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

ÁREAS DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL – FAIXAS MARGINAIS DA BORDA NOROESTE DO CRATON DO SÃO FRANCISCO – ÁREA FAIXA RIO PRETO, PIAUÍ E BAHIA



INFORME DE RECURSOS MINERAIS

Série Províncias Minerais do Brasil, nº 26

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Ministro de Estado

Bento Costa Lima Leite

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 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 da Divisão de Documentação Técnica

Roberta Pereira da Silva de Paula

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

Patrícia Durringer Jacques

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 Souza

Responsável Técnico do Projeto

Ciro Duarte de Carvalho

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM
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 RIO PRETO

Estados do Piauí e da Bahia

ORGANIZADORES

Ciro Duarte de Carvalho
Aline Carla de Pina Barros
Eduardo Soares de Rezende
Emanuela Reis Brod
Renato de Assis Barros
Nilo Costa Pedrosa Júnior
Douglas Almeida Silveira

INFORME DE RECURSOS MINERAIS

Série Províncias Minerais do Brasil, nº 26



Teresina
2019

REALIZAÇÃO

Residência de Teresina

ORGANIZAÇÃO

Ciro Duarte de Carvalho
Aline Carla de Pina Barros
Eduardo Soares de Rezende
Emanuela Reis Brod
Renato de Assis Barros

TEXTO EXPLICATIVO

1. Introdução

Aline Carla de Pina Barros

2. Contexto Geológico Regional

Renato de Assis Barros

3. Geologia da Área de Estudo

Aline Carla de Pina Barros
Ciro Duarte de Carvalho
Eduardo Soares de Rezende
Emanuela Reis Brod
Renato de Assis Barros

4. Arcabouço Estrutural

Ciro Duarte de Carvalho

5. Geofísica

Nilo Costa Pedrosa Júnior

6. Geoquímica Prospectiva

Douglas Almeida Silveira

7. Recursos Minerais

Ciro Duarte de Carvalho
Eduardo Soares de Rezende
Emanuela Reis Brod

8. Conclusões e Recomendações

Aline Carla de Pina Barros
Ciro Duarte de Carvalho
Eduardo Soares de Rezende
Emanuela Reis Brod

Referências

Ana Paula da Silva

CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

(<http://geosgb.cprm.gov.br>)

Francisco Rubens de Sousa

Renato de Assis Barros
Ciro Duarte de Carvalho
Eduardo Soares de Rezende
Emanuela Reis Brod
Aline Carla de Pina Barros
Nilo Costa Pedrosa Júnior

SIG GEOLÓGICO

(<http://geosgb.cprm.gov.br>)

Ciro Duarte de Carvalho
Eduardo Soares de Rezende
Renato de Assis Barros
Emanuela Reis Brod
Izabella Maria de Lima Melo
Aline Carla de Pina Barros

APOIO TÉCNICO

LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS

Marco Túlio Neves De Carvalho
Vladimir Cruz de Medeiros
Reginaldo Alves dos Santos

GEOQUÍMICA

Cassiano Costa e Castro

PETROGRAFIA

Ana Maria Dreher
Magda Terezinha Guimarães

GEOCRONOLOGIA

Joseneusa Brilhante Rodrigues
Lynthener Bianca Takenaka de Oliveira

LABORATÓRIO DA REDE – REDE LAMIN DE LABORATÓRIOS

Francisco Ademir dos Santos
Katianny Ponte Rodrigues
Kelvy Cristiane Ponte Rodrigues

CARTOGRAFIA DIGITAL E GEOPROCESSAMENTO

Deborah Mendes

COMPATIBILIZAÇÃO E REVISÃO GERAL

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

PROJETO GRÁFICO/EDITORAÇÃO

Capa (DIMARK)

Washington José Ferreira Santos

Estagiário

João Victor de Almeida e Silva

Miolo (DIEDIG)

Andréia Amado Continentino
Agmar Alves Lopes

Diagramação (GERINF-BH)

Patrícia Silva Araújo Dias

NORMALIZAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

Ana Paula da Silva

REVISÃO FINAL

Ricardo Gallart de Menezes

FOTOS DA CAPA

Da esquerda para a direita:

1. Ocorrência de grafita nas proximidades da localidade Morrinhos, município de Parnaíba;
2. Afloramento do granitoide Serra da Pintada, próximo ao município de Avelino Lopes;
3. Ocorrência de grafita nas proximidades da localidade Morrinhos, município de Parnaíba. Detalhe para a alteração hidrotermal em lente grafitosa;
4. Crosta laterítica enriquecida em óxido de manganês;
5. Ocorrência mineral no alvo Cardão, com rocha ferromanganesífera enriquecida em manganês;
6. Afloramento do Complexo Cristalândia do Piauí (fotos dos autores).

C331m Carvalho, Ciro Duarte de

Áreas de Relevante Interesse Mineral – ARIM: Faixa Rio Preto, Estados do Piauí e Bahia / Ciro Duarte de Carvalho, Aline Carla de Pina Barros, Eduardo Soares de Rezende, Emanuela Reis Brod, Renato de Assis Barros, Nilo Costa Pedrosa Junior, Douglas Almeida Silveira. – Teresina: CPRM, 2019.

194 p.: il. Color. – (Informe de Recursos Minerais. Série Províncias Minerais do Brasil, 17)

Programa Geologia do Brasil. Avaliação de Recursos Minerais do Brasil.

ISBN 978-85-7499-519-9

1. Metalogenia. 2. Recursos Minerais – Brasil – Piauí - Bahia. 3. Geologia Econômica. I. Barros, Aline Carla de Pina. II. Rezende, Eduardo Soares de. III. Brod, Emanuela Reis. IV. Barros, Renato de Assis. V. Pedrosa Junior, Nilo Costa. VI. Silveira, Douglas Almeida. VII. Título. VIII. Série.

CDD 553.1

CRB 3/1441

APRESENTAÇÃO

O Ministério de Minas e Energia e a Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, por meio da CPRM – Serviço Geológico do Brasil, têm a satisfação de disponibilizar para a comunidade geocientífica, aos empresários do setor mineral e para 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 Rio Preto**. Tal projeto faz parte do empreendimento Áreas de Relevante Interesse Mineral – ARIM, 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 Minerais do Brasil, que integra o Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral.

O empreendimento ARIM 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, sendo sua execução e gerenciamento, no Serviço Geológico do Brasil - CPRM, de responsabilidade das unidades regionais (Superintendências, Residências e Núcleos), com coordenação geral dos departamentos de Recursos Minerais – DEREM e Geologia – DEGEO, e suas divisões técnicas.

A Faixa do Rio Preto, na zona limítrofe entre Estados do Piauí e da Bahia, foi selecionada em virtude de apresentar potencial para mineralizações de manganês, grafita, cobre (malaquita e azurita), titânio (rutilo e ilmenita) e ferro sendo os estudos temáticos nela implementados o início do preenchimento de uma lacuna existente na área metalogenética dessa porção da Cráton São Francisco e de suas faixas marginais pertencentes à Província Borborema.

Os produtos finais compreendem (i) texto em pdf do Informe de Recursos Minerais, (ii) mapas de integração geológica e de recursos minerais da área em escala 1:250.000; (iii) mapas geológicos das folhas Cristalândia do Piauí e Cabeça no Tempo na escala de 1:100.000; (iv) mapa do Complexo Cristalândia do Piauí, em escala 1:100.000; (v) mapas de áreas com potencial para mineralizações de grafita em escala 1:50.000; (vi) mapa geoquímico-geomorfológico para manganês no Grupo Rio Preto, em escala 1:250.000.

Esses produtos, assim como as bases de dados de afloramentos, recursos minerais e geoquímicos gerados, estão disponíveis no banco de dados corporativo da CPRM através de seu portal (www.cprm.gov.br).

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

Esteves Pedro Colnago

Diretor-Presidente

José Leonardo Silva Andriotti

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

Os dados aqui apresentados fazem parte do Projeto Integração Geológica e de Recursos Minerais das Faixas Marginais da Borda Norte-Noroeste do Cráton São Francisco, Subárea Rio Preto. Na área do Projeto as unidades paleoproterozoicas, mais antigas, são pertinentes aos granitoides dos complexos Cristalândia do Piauí e Júlio Borges, bem como aos granitoides Volta Grande e Mansidão, os quais relacionados a um arco magmático continental desenvolvido no intervalo Riaciano e Orosiriano sobre uma crosta arqueana e associados a um ambiente convergente de subducção em estágios pré a sin-colisionais. Os metassedimentos clasto-químicos do Complexo Cristalândia do Piauí, assim como os metassedimentos da Formação Formosa do Rio Preto, são relacionados a uma bacia retro-arco, geradas na evolução da colisão continental, representando as rochas máfico-ultramáficas do Complexo Cristalândia do Piauí, pelo menos em parte, remanescentes de uma crosta oceânica orosiriana, e de outra parte, a recorrentes intrusões, observadas tanto na unidade de paragneisses do Complexo Cristalândia do Piauí como nos metassedimentos da Formação Formosa do Rio Preto. Os granitoides Mulungu e Jacu compreendem intrusões pós-orogênicas, enquanto o Granitoide Serra do Meio uma intrusão intraplaca paleoproterozoica altamente diferenciada. Intrusões neoproterozoicas são representadas pelos granitos alcalinos Serra da Pintada e Algodões, gerados em ambiente intraplaca. As rochas metassedimentares dos grupos Rio Preto e Santo Onofre são relacionadas a uma bacia rift instalada no Neoproterozoico (Toniano), com as rochas do Grupo Rio Preto depositadas próximas a margem flexural da bacia, enquanto as rochas do Grupo Santo Onofre, depositadas próximas às margens tectônicas que limitam a bacia. Todo contexto supracitado encontra-se retrabalhado pela tectônica da Orogênese Brasileira, que responde pelas estruturas regionais mais marcantes, associadas a geração de zonas de cisalhamento compressionais em regime dúctil. No tocante aos recursos minerais, as rochas dos grupos Rio Preto e Santo Onofre são as mais promissoras, especialmente para mineralizações de ferro, manganês e grafita, assim como com potencial para cobre e titânio. Os controles da mineralização de ferro e manganês são principalmente estratigráficos, com alguma contribuição hidrotermal na reconcentração em estruturas geradas na Orogênese Brasileira. Os controles das mineralizações de grafita, por sua vez, são estratigráficos e tectônicos. Dados da prospecção geoquímica sinalizam ainda presença de anomalias geoquímicas de prata, cádmio, molibdênio e enxofre e teores superiores ao background de bismuto e antimônio ao norte da Serra da Tabatinga, e anomalias geoquímicas de prata ao sul desta serra. Na parte sul do Complexo Julio Borges e também na parte sul do granitoide Mansidão se destacam anomalias de estanho, nióbio e mercúrio.

Palavras chaves: *Faixa Rio Preto, Cráton São Francisco, Grupo Rio Preto, Grupo Santo Onofre, Complexo Cristalândia do Piauí, manganês, grafita, cobre, titânio, ferro, dolomito*

ABSTRACT

The data presented here are part of the Project Integração Geológica e de Recursos Minerais das Faixas Marginais da Borda Norte-Noroeste do Cráton São Francisco – Subárea Rio Preto. In the project area, the older paleoproterozoic units are pertinent to the granitoids of the Cristalândia do Piauí and Júlio Borges complexes, as well as to the Volta Grande and Mansidão granitoids, which are related to a continental magmatic arc developed in the interval between Rhyacian and Orosirian periods on a Archean crust and associated with a pre and syn-collisional stages. The clastic-chemical metasediments of the Cristalândia do Piauí Complex, as well as the metasediments of the Formosa do Rio Preto Formation, are related to a back-arc basin, generated in the evolution of the continental collision. The mafic-ultramafic rocks of the Cristalândia do Piauí Complex represent, in part a remaining Orosirian oceanic crust, and the other part, the recurrent intrusions, observed both in the paragneisses unit of the Cristalândia do Piauí Complex and in the metasediments of the Formosa do Rio Preto Formation. The Mulungu and Jacu granitoids comprise post-orogenic intrusions, while the Serra do Meio granitoid is a highly differentiated Paleoproterozoic intraplate intrusion. Neoproterozoic intrusions are represented by Serra da Pintada and Algodões alkaline granites, generated in intraplate context. The metasedimentary rocks of the Rio Preto and Santo Onofre groups are related to a rift basin installed in the Neoproterozoic (Tonian), with the rocks of the Rio Preto Group deposited near the flexural margin of the basin, while the rocks of the Santo Onofre Group, near the tectonic margins which limit the basin. All the aforementioned context is reworked by the tectonics of the Brazilian Orogeny, which responds to the most striking regional structures, associated with the generation of the compressional shear zones in ductile regime. Regarding mineral resources, the rocks of the Rio Preto and Santo Onofre groups are the most promising, especially for the mineralization of iron, manganese, graphite, as well as potential for copper and titanium. The iron and manganese mineralization controls are mainly stratigraphic, with some hydrothermal contribution in reconcentration in structures generated in Brazilian Orogeny. The graphite mineralization controls, in turn, are stratigraphic and tectonic. Geochemistry prospecting data also indicate the presence of silver, cadmium, molybdenum and sulfur geochemical anomalies and higher levels of bismuth and antimony in the northern Tabatinga mountain range, and silver geochemical anomalies south of the this mountain range. In the southern part of the Júlio Borges Complex and also in the southern part of the Mansidão granitoid, there are tin, niobium and mercury anomalies.

Keywords: Rio Preto belt, São Francisco Craton, Rio Preto Group, Cristalândia do Piauí Complex, manganese, graphite, copper, titanium, iron, dolomite.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	9
1.1. JUSTIFICATIVA E OBJETIVO.....	9
1.2. METODOLOGIA DE TRABALHO.....	9
1.3. DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO.....	11
1.4. LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	12
1.5. ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS.....	12
1.6. ASPECTOS FÍSICOS.....	13
1.6.1. Geomorfologia.....	13
1.6.2. Solo.....	14
1.6.3. Vegetação.....	15
1.6.4. Clima.....	15
2. GEOLOGIA REGIONAL.....	17
2.1. CRÁTON SÃO FRANCISCO.....	18
2.1.1. Embasamento Paleoproterozoico.....	18
2.2. FAIXA RIO PRETO.....	20
2.3. PROVÍNCIA PARNAÍBA.....	22
2.3.1. Bacia do Parnaíba.....	23
2.3.2. Bacia do Espigão Mestre.....	24
2.4. IMPORTÂNCIA GEOLÓGICA E METALOGENÉTICA.....	24
2.5. PRINCIPAIS TRABALHOS ANTERIORES.....	25
3. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	27
3.1. COMPLEXO CRISTALÂNDIA DO PIAUÍ.....	27
3.1.1. Ortognaisse Vereda (A4 γ v).....	27
3.1.2. Ortognaises e Migmatitos (PP2com).....	27
3.1.3. Metatonalitos e Orto-Anfibolitos (PP2coa).....	34
3.1.4. Ortognaisse Caraíbas (PP2gca).....	38
3.1.5. Paragnaises (PP2cpg).....	38
3.1.6. Ultramafitos (PP2cum).....	44
3.2. COMPLEXO JÚLIO BORGES.....	46
3.2.1. Metatonalitos (PP2ju).....	46
3.2.2. Ultramafitos (PP2jum).....	51
3.3. CORPO GRANITOIDE MANSIDÃO.....	53
3.3.1. Fácies 1 (PP2 γ 2np1).....	53
3.3.2. Fácies 2 (PP2 γ 2np2).....	54
3.4. CORPO GRANITO VOLTA GRANDE (PP2 Γ 2VG).....	55
3.5. GRANITOIDES PÓS-OROGÊNICOS (OROSIRIANOS).....	57
3.5.1. Corpo Granitoide do Mulungu (PP3gmg).....	58
3.5.2. Corpo Ortognaisse Jacu (PP3jc).....	58
3.6. GRANITOIDES ANOROGÊNICOS OROSIRIANOS.....	58
3.6.1. Corpo Serra do Meio.....	58
3.6.1.1. Granitoide Metaluminoso (PP3 γ mm).....	60
3.6.1.2. Granitoide Peralcalino (PP3 λ ma).....	62
3.7. FORMAÇÃO FORMOSA DO RIO PRETO.....	63
3.8. GRANITOIDES ANOROGÊNICOS NEOPROTEROZOICOS.....	68

3.8.1. Corpo Granitoide Serra da Pintada (NP1γ2sp).....	68
3.8.2. Corpo Granitoide Algodões (NP1γ2a).....	70
3.9. GRUPO RIO PRETO (NP1RP).....	71
3.9.1. Metassedimentos Xistoso (NP1rp3)	71
3.9.2. Metassedimentos Xistosos com Grafita (NP1rp3g).....	75
3.9.3. Metassedimentos Conglomeráticos (NP1rp1c)	77
3.9.4. Metassedimentos Quartzosos – Quartzitos (NP1rp2q).....	77
3.9.5. Metassedimentos Quartzosos – Meta-arenitos (NP1rp1c)	78
3.9.6. Intrusivas Máficas e Ultramáficas.....	78
3.10. GRUPO SANTO ONOFRE (NP12SO).....	79
3.10.1. Formação Serra do Boqueirão 2 (NP12ob).....	80
3.11. BACIA DO ARAÇÁ.....	80
3.11.1. Unidade Porta do Araçá (EOarp)	80
3.11.2. Unidade Riacho do Araçá (EOarr).....	80
3.11.3. Unidade Caraíba Grossa (EOarc)	85
3.12. BACIA DO PARNAÍBA	85
3.12.1. Grupo Serra Grande (Ssg)	85
3.12.1.1. Formação Ipu (Ssgi)	85
3.12.1.2. Formação Tianguá (Ssgt)	87
3.12.1.3. Formação Jaicós (Ssgj).....	87
3.12.2. Grupo Canindé.....	87
3.12.2.1. Formação Pimenteira (D23p).....	88
3.12.2.2. Formação Cabeças (D23c)	89
3.12.3. Formação Motuca (P3m)	89
3.13. BACIA SANFRACISCANA	90
3.13.1. Grupo Areado	90
3.13.1.1. Formação Quiricó (K1aq)	90
3.13.2. Grupo Urucuia	90
3.13.2.1. Formação Posse (k2up).....	92
3.14. COBERTURAS SEDIMENTARES.....	92
3.14.1. Coberturas detrito-lateríticas ferruginosas (N1dl).....	92
3.14.2. Coberturas detrito-arenosas (NQda).....	92
3.14.3. Depósitos colúvios-eluviais (NQc)	92
3.14.4. Depósitos eólicos continentais (Q1e).....	92
3.14.5. Depósitos aluvionares (Q2a).....	92
4. ARCABOUÇO ESTRUTURAL	95
4.1. CONTEXTO REGIONAL.....	95
4.2. EVOLUÇÃO DA DEFORMAÇÃO	95
4.2.1. Evento 1: Orogênese Riacciana-Orosiriana (~ 2,2 Ga – ~ 2,0 Ga)	95
4.2.2. Evento 2: Tafrogênese Toniana (~900 Ma – ~750 Ma)	99
4.2.3. Evento 3: Orogênese Brasileira (~700 Ma – ~ 540Ma)	99
4.2.3.1. Fase de Deformação 1 (D1)	99
4.2.3.2. Fase de Deformação 2 (D2)	99
4.2.3.3. Fase de Deformação 3 (D3)	105
4.2.3.4. Fase de Deformação 4 (D4)	106
4.2.4. Evento 4: Depressão Intracratônica Paleozoica	107
4.2.5. Evento 5: Depressão Intracratônica Mesozoica	109
5. GEOFÍSICA.....	110
5.1. INTRODUÇÃO	110
5.2. DADOS GEOFÍSICOS.....	110
5.2.1. Gamaespectrometria.....	111

5.2.2. Magnetometria.....	112
5.2.3. Gravimetria.....	114
5.3. INTERPRETAÇÃO REGIONAL DOS DADOS GEOFÍSICOS	116
5.3.1. Domínios gamaespectrométricos.....	116
5.3.2. Arcabouço magnético	118
5.3.3. Análise gravimétrica regional.....	120
6. GEOQUÍMICA PROSPECTIVA	121
6.1. INTRODUÇÃO	121
6.1.1. Método de Trabalho	122
6.1.2. Análises químicas	122
6.1.3. Representação e simbologia dos mapas unielementares e multielementares.....	122
6.2. RESULTADOS.....	123
6.2.1. Sumário estatístico	123
6.2.2. Contextualização tectônica	124
6.3. FAIXA RIO PRETO.....	124
6.3.1. Distribuição dos elementos.....	124
6.3.2. Análise de correlações (Estatística Bivariada)	127
6.3.3. Análise estatística multivariada (análise de principais fatores).....	127
7. RECURSOS MINERAIS	140
7.1. OCORRÊNCIAS MINERAIS DOS GRUPOS RIO PRETO E SANTO ONOFRE	140
7.1.1. Manganês e Ferro	140
7.1.2. Grafita	147
7.1.3. Titânio	149
7.1.4. Mármore Dolomítico	149
7.1.5. Procedimentos para descoberta de novas ocorrências nos Grupos Rio Preto e Santo Onofre.	152
7.1.5.1. Manganês	152
7.1.5.2. Grafita.....	155
7.2. FERRO – COMPLEXO CRISTALÂNDIA DO PIAUÍ.....	155
7.3. GRAFITA – FORMAÇÃO FORMOSA DO RIO PRETO	156
7.4. COBRE	158
7.5. MATERIAIS DE USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL	158
7.5.1. Argila	158
7.5.2. Quartzito	159
7.5.3. Granito.....	159
7.5.4. Areia.....	159
7.5.5. Cascalhos e seixos.....	159
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS	161
8.1. EVOLUÇÃO PALEOPROTEROZOICA.....	162
8.2. GRUPOS RIO PRETO E SANTO ONOFRE.....	163
8.3. RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	166
REFERÊNCIAS.....	167
ANEXOS.....	173
ANEXO 1	174
ANEXO 2	177
ANEXO 3	185
LISTAGEM DE INFORMES DE RECURSOS MINERAIS	193

1. INTRODUÇÃO

O presente relatório descreve os resultados do Projeto Integração Geológica e de Recursos Minerais das Faixas Marginais da Borda Norte-Noroeste do Cráton São Francisco, Subárea Rio Preto, que teve como principais objetivos o mapeamento das folhas Cristalândia do Piauí (SC.23-Y-B-VI) e Cabeça no Tempo (SC.23-X-C-VI) e sua integração geológico com as folhas Avelino Lopes (SC.23-Z-A-III), Curimatá (SC.23-Z-A-II), Mansidão (SC.23-Z-A-V), Parnaguá (SC.23-Z-A-I) e Rio Paraim (SC.23-Z-A-IV), bem como a avaliação do potencial mineral de toda a região na abrangência das mesmas. O projeto foi executado pela Gerência de Geologia e Recursos Minerais da Residência de Teresina, no âmbito da Diretoria de Geologia e Recursos Minerais.

Como base geológica foram utilizadas as informações coletadas durante o projeto e compiladas de trabalhos anteriores (Almeida, 1977; Inda & Barbosa, 1978; Caxito, 2010; Egydio-Silva, 1987; Santos *et al.* 1977; Arcanjo & Braz Filho, 2001). Os produtos resultantes do trabalho consistem em um relatório com a descrição dos principais dados sobre os indícios de mineralizações da região, de mapas geológicos das Folhas Cristalândia do Piauí (SC.23-Y-B-VI) e Cabeça no Tempo (SC.23-X-C-VI) em escala 1:100.000; mapa geológico integrado das sete folhas pertencentes ao projeto (Avelino Lopes - SC.23-Z-A-III, Cabeça no Tempo - SC.23-X-C-VI, Cristalândia do Piauí - SC.23-Y-B-VI, Curimatá - SC.23-Z-A-II, Mansidão - SC.23-Z-A-V, Parnaguá - SC.23-Z-A-I e Rio Paraim - SC.23-Z-A-IV), em escala 1:250.000; dois mapas geológicos de áreas com potencial para grafita em escala 1:50.000; mapa geológico do Complexo Cristalândia do Piauí, compreendendo parte das folhas Cristalândia do Piauí (SC.23-Y-B-VI), Parnaguá (SC.23-Z-A-I), Rio Paraim (SC.23-Z-A-IV) e Corrente (SC.23-Y-B-III) em escala 1:100.000; mapa geoquímico-geomorfológico para manganês em escala 1:250.000; mapa geofísico-geológico da área do projeto na escala 1:250.000 e informações organizadas em SIG. O acervo também contém: (i) dados de cartografia geológica anteriores com as atualizações resultantes deste projeto; (ii) interpretação e temas geofísicos gerados por reprocessamento de aerolevantamentos existentes; (iii) revisão dos dados anteriores e inclusão de novos dados dos levantamentos geoquímicos; (iv) novo acervo de dados petrográficos, geocronológicos, litogeoquímicos com incorporação de dados anteriores e reinterpretção; (v) nova interpretação estrutural a partir de imagens Landsat-Fusão IHS com SRTM; (vi) organização e tratamento

dos dados em Sistema de Informações Geográficas – SIG. Estas informações constituem instrumentos de fomento à análise de investimentos em pesquisa de grafita, ferro, cobre, manganês, titânio e calcário na região fronteira entre os estados do Piauí e Bahia, e importantes subsídios para avaliação metalogenética para os recursos citados, que pode ser tomada como parâmetro para avaliação do potencial mineral em áreas similares em outras partes do país.

1.1. JUSTIFICATIVA E OBJETIVO

A região estudada tem um histórico de pesquisas para mineralizações de grafita, cobre, manganês, titânio (ilmenita e rutilo) e calcário (calcítico e dolomítico), com dezenas de registros minerais e atividades garimpeiras, que demonstram o potencial metalogenético.

Apesar dos trabalhos de mapeamentos geológicos anteriormente executados, ligados ao Programa Geologia do Brasil, terem proporcionado uma cartografia geológica mais detalhada da região, com definição de suas principais unidades litológicas e identificado suas principais ocorrências minerais, o caráter regional das informações não permitia uma melhor avaliação do potencial metalogenético da área.

Dessa forma, o projeto em pauta veio preencher essa lacuna de forma global, ampliando a compreensão da geologia da Faixa Rio Preto localizada à noroeste do Cráton São Francisco, bem como fornecer informações para fomento à implantação de empreendimentos de mineração em uma região carente e com baixo índice de desenvolvimento humano, o que poderia contribuir na geração de empregos e circulação de renda, proporcionando melhoria na qualidade de vida da população local. Especificamente, o projeto objetivou:

- a- Geração de modelo evolutivo, mesmo que simplificado, do desenvolvimento da região no tempo geológico;
- b- Indicação de como as mineralizações estão associadas à evolução da região;
- c- Definição de alvos de interesse baseado na ocorrência de mineralizações.

1.2. METODOLOGIA DE TRABALHO

As atividades realizadas foram condensadas em quatro fases: 1) Levantamento bibliográfico dos principais trabalhos realizados na região de estudo (Almeida, 1977;

Inda & Barbosa, 1978; Caxito, 2010; Egydio-Silva, 1987; Santos *et al.* 1977; Arcanjo & Braz Filho, 2001), interpretação de imagens de satélite, integração de dados cartográficos e geológicos de projetos anteriores, processamento e interpretação de dados aerogeofísicos, catalogação de dados geocronológicos e atualização do cadastro mineiro; 2) Atividades operacionais de campo com realização de perfis estratégicos visando a cartografia geológica, pesquisas em áreas com potencial para ocorrências minerais e coletas de amostras para análises litogeoquímicas, petrográficas e geocronológicas; 3) Obtenção de dados analíticos (petrográficos, litogeoquímicos, geocronológicos) e 4) Integração e interpretação dos dados de campo e de laboratório, processamento dos mesmos em ambiente SIG, geração de mapas e redação do relatório final.

As amostras de rocha destinadas a geoquímica de sedimento de corrente foram analisadas no Laboratório da SGS GEOSOL LABORATÓRIOS LTDA pelos métodos: ICM14B – dissolução por água régia e quantificação por ICP OES e ICP MS. As interpretações dos dados gerados foram feitas pelos geólogos do projeto na RETE com suporte da coordenação de geoquímica da CPRM do Rio de Janeiro e de Belo Horizonte.

Para as análises de litoquímica, também realizadas no SGS GEOSOL LABORATÓRIOS LTDA, foram coletadas 62 amostras de rochas ortoderivadas de diversas unidades para análises em rocha total (elementos maiores e traços, incluindo os elementos terras raras; Anexos 1 e 2). As análises foram feitas por meio de quatro metodologias: XRF79C (fusão total por metaborato de lítio e leitura por fluorescência de raios-X) para os elementos maiores, IMS95A (fusão total por metaborato de lítio e leitura por ICP-MS) para os elementos traços, ICM40B (digestão multiácida e leitura por ICP-MS) e CLA80C determinação de óxido de ferro II por titulação com dicromato de potássio.

Para o tratamento dos dados litoquímicos foram consolidadas análises de amostras coletadas em campo com dados anteriores adquiridos por autores de trabalhos realizados na área (Aquino & Batista, 2011; Aquino, no prelo; Sousa *et al.*, 2017) compondo assim 192 análises. Para o tratamento dos dados e a geração dos gráficos, foi utilizado o programa R versão 3.2.1, associado ao plugin GCDkit versão 4.1 (Janousek *et al.*, 2006).

Para a classificação litoquímica e definição de séries magmáticas, as amostras foram classificadas com relação ao teor de sílica, série de cristalização e saturação em alumina.

A classificação em relação ao teor de sílica foi feita segundo os diagrama TAS (SiO_2 vs. Álcalis; Le Bas *et al.*, 1986) e a curva de saturação em sílica de Irvine & Baragar (1971).

A classificação de série magmática foi feita a partir do diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971; $A = \text{Al}_2\text{O}_3$; $F = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; $M = \text{MgO}$) com objetivo de separar em séries toleítica e cálcio-alcálico.

A classificação petrográfica normativa foi feita a partir do processamento dos dados segundo a Norma CIPW (Cross *et al.*, 1903) e plotados no Diagrama QAPF (Streckeisen, 1974), sendo definidos A = ortoclásio normativo, P = anortita normativa + albita normativa, Q = quartzo normativo.

A classificação em saturação foi feita baseada no diagrama A/CNK – A/NK (Maniar & Picolli, 1989, $A/\text{CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ e $A/\text{NK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$), utilizado para a separação das amostras em metaluminosas, peraluminosas e peralcalinas.

Para a classificação das rochas máficas e ultramáficas foi utilizado o diagrama ternário AFM (Jensen, 1976).

A caracterização litoquímica das rochas das séries magmáticas tomou como base a análise de dois diagramas multielementares relacionados a elementos traços normalizados de manto primitivo de McDonough & Sun (1995) e elementos terras raras normalizados de condrito de Nakamura (1974).

Para a classificação geotectônica das rochas básicas e ultrabásicas foram utilizados os diagramas $\text{Ti}/100 - \text{Zr} - 3\text{Y}$ (Pearce & Cann, 1973) e $\text{Hf}/3 - \text{Th} - \text{Ta}$ (Wood *et al.*, 1980), associado à releitura desses, proposta por Pearce (1996). Já para as rochas ácidas utilizou-se os diagramas $\text{Y} + \text{Nb} - \text{Rb}$ (Pearce, 1996 modificado de Pearce *et al.*, 1984), $\text{Ta}/\text{Yb} - \text{Th}/\text{Yb}$ (Shandl & Gorton, 2002), $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y} - \text{FeOt}/\text{MgO}$ (Whalen, 1987), $\text{Rb}/30 - \text{Hf} - 3\text{xTa}$ (Harris *et al.*, 1986) e $\text{R1} - \text{R2}$ (Batchelor & Bowden, 1985).

As amostras geocronológicas foram preparadas no laboratório da Residência de Teresina e enviadas ao escritório da CPRM em Brasília, onde foram realizados os trabalhos de fixação dos cristais de zircão em fita dupla face (cerca de 60 grãos) para a confecção das seções polidas. 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 datações U-Pb em zircão foram efetuadas no laboratório CPGeo da USP, sendo as determinações isotópicas realizadas no LAM-MC-ICP-MS Neptune (ThermoFinnigan) acoplado ao Laser ArF Excimer ($\lambda = 193\text{nm}$) (Photon Machines). Para a limpeza das seções polidas foi utilizada uma solução de ácido nítrico diluído (3%) e posteriormente água ultra limpa. A ablação ocorreu em *spots* de 32 μm , com frequência de 6Hz 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 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 do processo 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 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 a utilização de chumbo comum a planilha desenvolvida pelo CPGGeo/USP (Takenaka & Rodrigues, 2017). As idades foram calculadas e os gráficos construídos com os recursos do ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003).

Os estudos petrográficos foram realizados nos laboratórios da CPRM, tarefa em sua maior parte sob responsabilidade dos geólogos do projeto na RETE, com suporte coordenação de petrografia da Divisão de Geologia Básica (DIGEOB) da CPRM no Rio de Janeiro.

Os tratamentos e interpretação de dados dos levantamentos aerogeofísicos e de imagens de satélite foram realizados, em grande parte, pelos geólogos do projeto na RETE com suporte da coordenação da Divisão de Sensoriamento e Geofísica (DISEGE) da CPRM em São Paulo.

Para a seleção de áreas potenciais para ocorrências de manganês foi realizado o processamento de imagens do sensor Landsat 8 OLI (órbita/ponto: 219/067, 219/068, de 09/09/2016, 220/067, 220/068, de 16/09/2016), bem como realizadas análises espectroscópicas de 28 amostras de solo no Laboratório de Sensoriamento Remoto e Espectroscopia Óptica (LABSERGEO), na Superintendência Regional de São Paulo (SUREG/SP), com a finalidade de obter informações mineralógicas, principalmente no que diz respeito às assinaturas espectrais dos minerais de minério de ferro e manganês, bem como os minerais de alteração intempélica associados (Mendes, 2017).

A discriminação das fases minerais presentes foi feita por comparação das feições de absorção no espectro analisado com feições similares de minerais das bibliotecas espectrais de referência da USGS - United States Geological Survey (Clark *et al.*, 2007) e do JPL - Jet Propulsion Laboratory da NASA - National Aeronautics and Space Administration (Mendes, 2017).

1.3. DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO

Os dados físicos de produção são descritos na Tabela 1.1.

Foram gerados como produtos do projeto os seguintes mapas:

a- Mapa de integração geológica, das sete folhas pertencentes ao projeto (Avelino Lopes - SC.23-Z-A-III, Cabeça no Tempo - SC.23-X-C-VI, Cristalândia do Piauí - SC.23-Y-B-VI, Curimatá - SC.23-Z-A-II, Mansidão - SC.23-Z-A-V, Parnaguá - SC.23-Z-A-I e Rio Paraim - SC.23-Z-A-IV), em escala 1:250.000;

b- Mapa de recursos minerais, das sete folhas pertencentes ao projeto (Avelino Lopes - SC.23-Z-A-III, Cabeça no Tempo - SC.23-X-C-VI, Cristalândia do Piauí - SC.23-Y-B-VI, Curimatá - SC.23-Z-A-II, Mansidão - SC.23-Z-A-V, Parnaguá - SC.23-Z-A-I e Rio Paraim - SC.23-Z-A-IV), em escala 1:250.000;

c- Mapa geológico da Folha Cristalândia do Piauí (SC.23-Y-B-VI) em escala 1:100.000;

d- Mapa geológico da Folha Cabeça no Tempo (SC.23-X-C-VI) em escala 1:100.000;

e- Mapa geológico-geofísico de áreas com potencial para mineralizações de grafita, subárea 1 – região de morrinhos, Parnaguá, PI, compreendido no limite das folhas Curimatá (SC.23-Z-A-II), Mansidão (SC.23-Z-A-V), Parnaguá (SC.23-Z-A-I) e Rio Paraim (SC.23-Z-A-IV), em escala 1:50.000;

f- Mapa geológico-geofísico de áreas com potencial para mineralizações de grafita, subárea 2 – Sebastião Barros, PI, compreendido na Folha Rio Paraim (SC.23-Z-A-IV), em escala 1:50.000;

g- Mapa geológico do Complexo Cristalândia do Piauí, compreendendo parte das folhas Cristalândia do Piauí (SC.23-Y-B-VI), Parnaguá (SC.23-Z-A-I), Rio Paraim (SC.23-Z-A-IV) e Corrente (SC.23-Y-B-III) em escala 1:100.000;

h- Mapa geoquímico-geomorfológico para manganês no Grupo Rio Preto, compreendendo cinco folhas pertencentes ao projeto (Avelino Lopes - SC.23-Z-A-III, Curimatá - SC.23-Z-A-II, Mansidão - SC.23-Z-A-V, Parnaguá - SC.23-Z-A-I e Rio Paraim - SC.23-Z-A-IV) em escala 1:250.000;

i- Mapa geofísico-geológico, das sete folhas pertencentes ao projeto (Avelino Lopes - SC.23-Z-A-III, Cabeça no Tempo - SC.23-X-C-VI, Cristalândia do Piauí -

Tabela 1.1 - Dados físicos de produção do projeto.

ATIVIDADES	QUANTIDADE
Afloramentos descritos	1123
Amostras de rocha	668
Análises petrográficas	515
Análise geocronológica (U-Pb por LA-ICP-MS em zircão)	1
Análises químicas de minério	150
Garimpos/Minas visitadas	2

SC.23-Y-B-VI, Curimatá - SC.23-Z-A-II, Mansidão - SC.23-Z-A-V, Parnaguá - SC.23-Z-A-I e Rio Paraim - SC.23-Z-A-IV), na escala 1:250:000.

1.4. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área do projeto situa-se na porção sul do estado do Piauí e no extremo-noroeste do estado da Bahia. Possui uma área de 21.191 km² (Figura 1.1) e abrange as folhas 1:100.000 de Avelino Lopes (SC.23-Z-A-III), Cabeça no Tempo (SC.23-X-C-VI), Cristalândia do Piauí (SC.23-Y-B-VI), Curimatá (SC.23-Z-A-II), Mansidão (SC.23-Z-A-V), Parnaguá (SC.23-Z-A-I) e Rio Paraim (SC.23-Z-A-IV).

O acesso à área do projeto é feito exclusivamente por rodovias. A partir de Teresina-PI, pelas BR-316, BR-343, passando por Floriano e Colônia do Gurguéia; a partir daí segue-se pela BR-135 (Transpiauí), para ter acesso aos municípios de Corrente, Cristalândia do Piauí e Formosa do Rio Preto. Partindo de Formosa do Rio Preto pela BA-225 tem-se acesso ao município de Santa Rita de Cássia. A partir de Corrente para chegar aos municípios de Sebastião Barros segue-se pela PI-255 e PI-415, para Júlio Borges e Mansidão segue-se pela PI-255 e PI-413, e para Parnaguá, Curimatá, Avelino Lopes e Morro Cabeça no Tempo segue-se pela PI-255.

1.5. ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

No estado do Piauí a área do Projeto abrange os municípios de Avelino Lopes, Corrente, Cristalândia do

Piauí, Curimatá, Morro Cabeça no Tempo, Júlio Borges, Parnaguá e Sebastião Barros. No estado da Bahia a área do projeto abrange os municípios de Mansidão, Formosa do Rio Preto, Pilão Arcado e Santa Rita de Cássia.

Segundo dados de 2010, último censo divulgado pelo IBGE, a população da região que envolve a área do projeto atinge cerca de 191.500 habitantes. Os municípios possuem amplo sistema de comunicação com acesso à internet, telefonia a cabo e móvel, agências bancárias, agências de correios, canais de TV e rádio. O comércio é diversificado, grande parte das atividades econômicas praticadas na região está relacionada à agricultura e à pecuária de subsistência; como é o caso das produções sazonais de feijão, algodão, milho e mandioca e a criação de ovinos, caprinos e bovinos em propriedades de pequeno a médio porte. A assistência médico-hospitalar é razoável nas principais cidades com unidades hospitalares, clínicas e laboratórios de análises clínicas. O saneamento básico é precário, somente algumas cidades contam com sistema de abastecimento e tratamento de água domiciliar. Nas áreas rurais mais distantes das sedes dos municípios nos meses de estiagem a população sofre com a falta de água e o abastecimento é feito em carros-pipa.

Os municípios da área do projeto no Estado do Piauí possuem Índice de Desenvolvimento Urbano Municipal (IDHM) entre 0,54 e 0,64, Índice de Desenvolvimento Urbano Municipal da Educação (IDHM-E) de 0,39 a 0,54 e Índice de Desenvolvimento Urbano Municipal da Renda (IDHM-R) variando de 0,47 a 0,62, enquanto os municípios

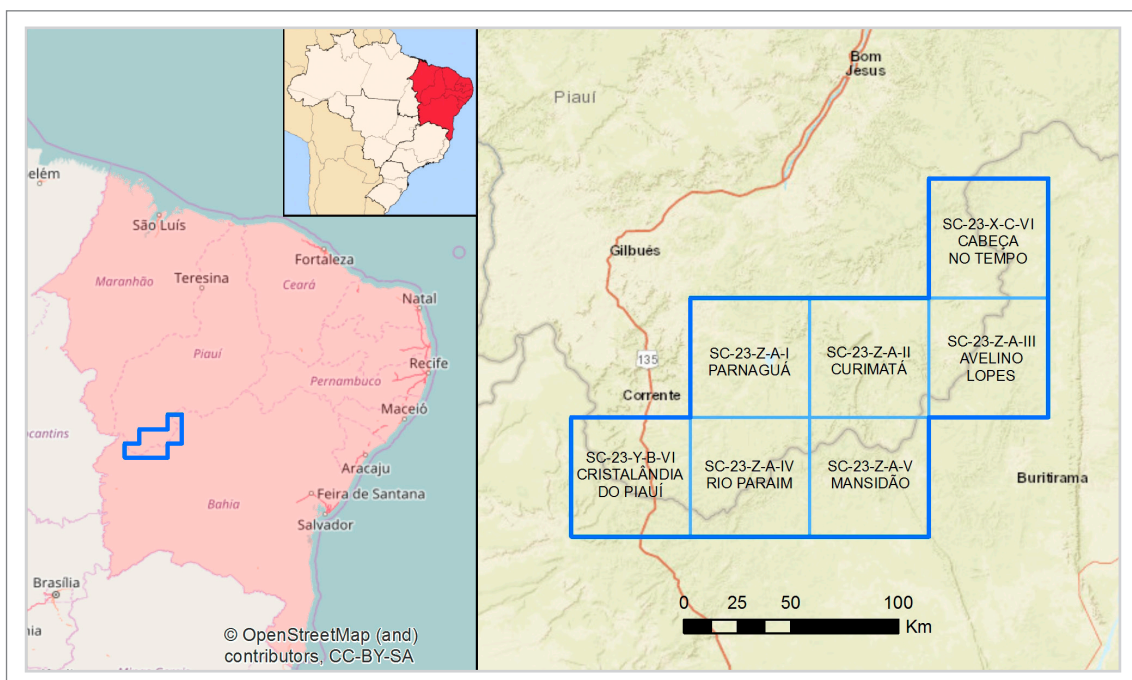


Figura 1.1 - Localização da área do projeto e distribuição das folhas nele inseridas.

do Estado da Bahia possuem IDHM entre 0,58 e 0,62, IDHM-E de 0,34 a 0,57 de e IDHM-R de 0,50 a 0,58 (IBGE, 2010). Nos dois estados, os índices citados são classificados como médios (entre 0,69 e 0,60), baixos (entre 0,59 e 0,50) e muito baixos (inferiores a 0,50). Os valores de IDHM, IDHM-E e IDHM-R destes municípios são inferiores aos da média estadual (Tabela 1.2).

Tabela 1.2 - Valores de IDHM, IDHM-R e IDHM-E do Estado do Piauí e Estado da Bahia.

Fonte: Atlas do Desenvolvimento Humano do Brasil (IBGE, 2010).

ÍNDICE EM 2010	ESTADO DO PIAUÍ	ESTADO DA BAHIA	MÉDIA DO BRASIL
IDHM	0,65	0,66	0,73
IDHM-Renda	0,64	0,66	0,74
IDHM-Educação	0,55	0,56	0,64

1.6. ASPECTOS FÍSICOS

1.6.1. Geomorfologia

Neste trabalho a geomorfologia foi baseada no Mapa de Unidades de Relevo do Brasil (IBGE, 2006), e foi descrita em três níveis hierárquicos de compartimento de relevo, segundo procedimentos metodológicos propostos por IBGE (2009), para estrutura taxonômica do mapeamento geomorfológico.

Na Tabela 1.3 apresentam-se os três níveis categóricos da compartimentação geomorfológica da área do projeto, conforme a terminologia proposta por IBGE (2009) e na Figura 1.2 o mapa geomorfológico de parte da

área do projeto gerado para o produto Mapa geoquímico-geomorfológico para manganês no Grupo Rio Preto.

O primeiro nível taxonômico no qual a área do projeto está inserida pertence ao domínio morfoestrutural da Bacia do Parnaíba e do Cráton São Francisco, compostos por grandes compartimentos, distribuídos em escala regional, e agrupados de acordo com critérios geotectônicos. O domínio da Bacia do Parnaíba corresponde a 48% da área do projeto, sendo caracterizada por planaltos e chapadas desenvolvidos sobre rochas sedimentares horizontais a sub-horizontais, eventualmente dobradas e/ou falhadas, em ambientes de sedimentação diversos. O domínio morfoestrutural do Cráton São Francisco ocupa 52% da área do projeto e é caracterizado por planaltos residuais, chapadas e depressões interplanálticas, embasamento de rochas metamórficas e granitoides associados e incluindo como cobertura rochas sedimentares e/ou vulcano-plutonismo, deformados ou não.

O segundo nível taxonômico que a área do projeto está inserida refere-se a regiões de feições semelhantes na gênese dos processos formadores sobre determinados conjuntos litoestruturais, formações superficiais e fotofisionomias (IBGE, 2009). A área do projeto abrange sete regiões geomorfológicas: Chapadas do Alto Rio Parnaíba, Rampa das Cabeceiras do Rio Parnaíba, Vãos do Rio Parnaíba, Planície do Rio São Francisco, Depressão do Médio Rio São Francisco, Planalto da Tabatinga, Serras do Espinhaço Setentrional (Tabela 1.4).

O terceiro nível taxonômico representa as unidades geomorfológicas ou padrão de formas semelhantes que estão contidas nas unidades morfoestruturais. As unidades geomorfológicas correspondem a manchas de menor extensão territorial e se definem por conjuntos de tipologias de forma que guardam entre si elevado

Tabela 1.3 - Níveis categóricos da compartimentação geomorfológica na área do projeto.

NÍVEL CATEGÓRICO	CLASSIFICAÇÃO TAXONÔMICA	CLASSES
1°	Domínio Morfoestrutural	Bacia do Parnaíba Cráton São Francisco
2°	Região Geomorfológica	Chapadas do Alto Rio Parnaíba Rampa das Cabeceiras do Rio Parnaíba Vãos do Rio Parnaíba Planície do Rio São Francisco Depressão do Médio Rio São Francisco Planalto da Tabatinga Serras do Espinhaço Setentrional
3°	Unidade Geomorfológica	Chapada Frente de recuo erosivo Escarpa <i>Inselberg</i> Pediaplano retocado desnudado 1 Pediaplano retocado desnudado 2 Pediaplano retocado desnudado 3 Superfície dissecada aguda Vales incisos de media profundidade Vales incisos de baixa profundidade Planície aluvial

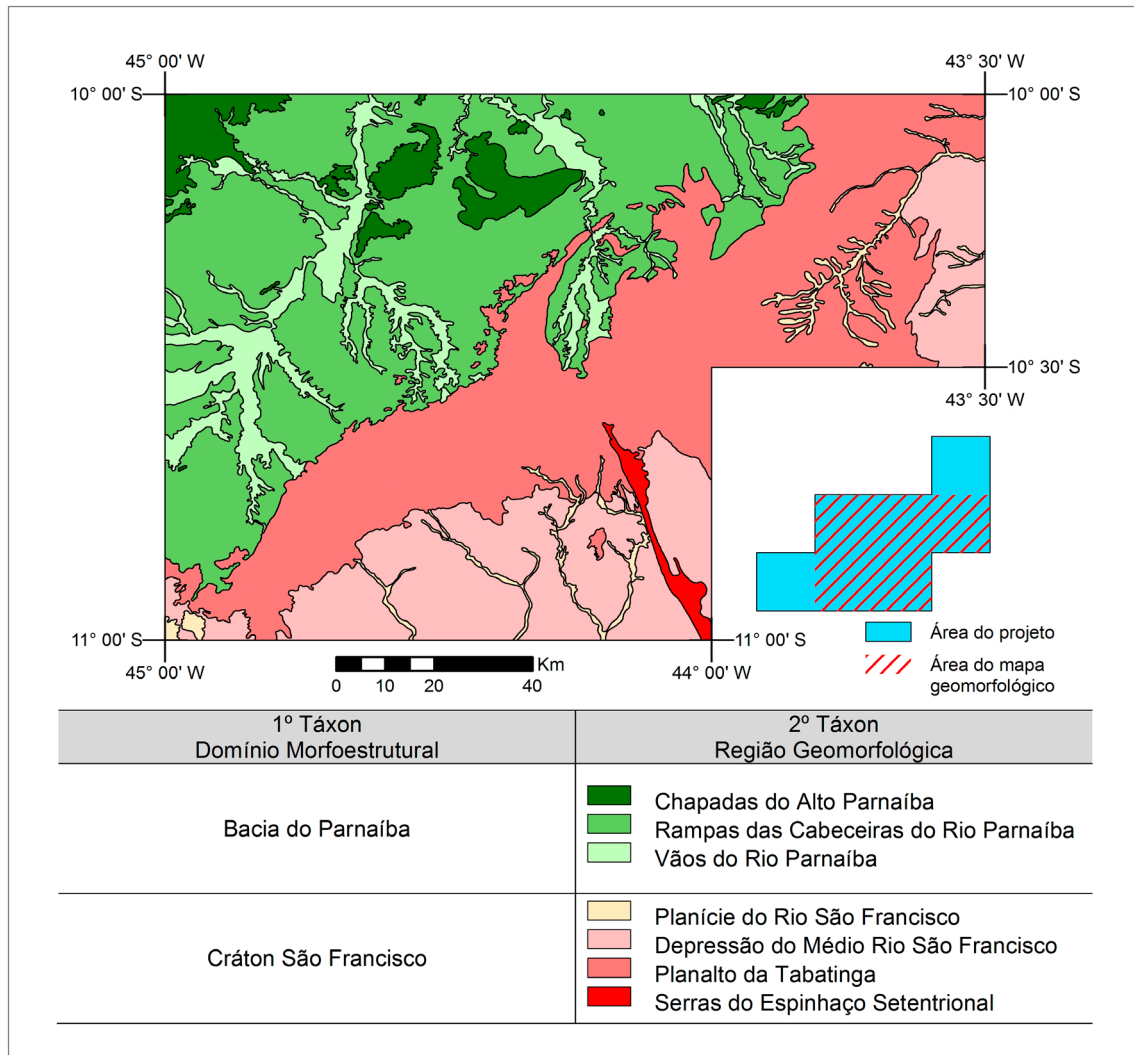


Figura 1.2 - Mapa geomorfológico de parte da área do projeto, gerado para o produto Mapa geoquímico-geomorfológico para manganês no Grupo Rio Preto. Classificações na tabela acima são baseadas no Mapa de Unidades de Relevo do Brasil, em escala 1:5.000.000 (IBGE, 2006).

grau de semelhança, quanto ao tamanho de cada forma e quanto ao aspecto fisionômico. Essas unidades se caracterizam por diferentes unidades de dissecação de relevo por influência dos canais de drenagem temporários e perenes. Na área do projeto ocorrem onze unidades geomorfológicas: Chapada, Frente de recuo erosivo, Escarpa, *Inselberg*, Pediplano retocado desnudado 1, Pediplano retocado desnudado 2, Pediplano retocado desnudado 3, Superfície dissecada aguda, Vales incisos de média profundidade, Vales incisos de baixa profundidade, Planície aluvial. Estas unidades geomorfológicas são descritas na Tabela 1.5.

1.6.2. Solo

Os solos da área do projeto pertencem a dois domínios pedogeoquímicos (Nascimento & Teixeira, 1986), um domínio sem evolução pedogeoquímica definida e outro domínio com evolução pedogeoquímica bem definida.

O domínio de solos sem evolução pedogeoquímica é constituído por latossolos eutróficos rasos com horizonte "A" fraco ou moderado, de textura média a argilosa e frequentemente pedregoso, e ocorre em locais de afloramentos rochosos situados principalmente na região da serra da Tabatinga e nos segmentos das serras do Estreito e Boqueirão. Na região da Bacia do Parnaíba e nos chapadões constituídos pela Formação Urucuia, os solos são formados pelas alterações de arenitos e pelitos com textura predominantemente arenosa.

Os solos de domínio com evolução pedogeoquímica bem definida constituem a maior parte da área, e são representados por latossolos que possuem tendência a formar crostas superficiais e podzólicos, ambos de coloração amarelo, vermelho-amarelo e vermelho-escuro, distróficos, álicos, una e una-álicos e, secundariamente, pelas areias quartzosas. Com exceção das areias, os solos são bem desenvolvidos, fortemente ácidos, com fraca capacidade de troca de cátions, baixa

saturação em bases, e teores de Al_2O_3 relativamente altos (média de 14,3%).

1.6.3. Vegetação

As formações vegetais que ocorrem na área do projeto são a caatinga e o cerrado (IBGE, 2012).

A vegetação de caatinga que predomina na área do semi-árido é adaptada para suportar a falta de água. As árvores e os arbustos, em geral, não atingem quatro metros de altura e são tipicamente espinhosos, entremeados de outras espécies como as cactáceas e as bromeliáceas.

A vegetação de cerrado é caracterizada por árvores e arbustos com troncos retorcidos e várias adaptações

anatômicas que facilitam a captação e o armazenamento de água, e está associada a fatores tais como clima sazonal com estação seca bem definida, solos de baixa fertilidade, ácidos, profundos e bem drenados, nos quais o alumínio solúvel representa elevada toxicidade para outras vegetações (Oliveira-Filho & Ratter, 1995).

1.6.4. Clima

Segundo o IBGE (2012) o clima da área do projeto é semi-árido quente, com temperatura média variando entre 30°C e 40°C. As chuvas ocorrem de dezembro a março e as estações secas encontram-se nos outros meses do ano. Nestas áreas as chuvas estão em torno de 600 - 700 mm por ano.

Tabela 1.4 - Segundo nível de classificação taxonômica geomorfológica: Regiões geomorfológicas da área do projeto.

CLASSE	DESCRIÇÃO	ÁREA OCUPADA
Chapadas do Alto Rio Parnaíba	É caracterizada por vastas superfícies planálticas de extensos topos planos e não dissecados, alçadas em cotas que variam entre 350 e 600m. Estão concentradas na porção noroeste da área do projeto.	5%
Rampa das Cabeceiras do Rio Parnaíba	É uma feição geomorfológica que ocorre entre relevos elevados e relevos arrasados. Na área de estudo está situado na porção noroeste.	33%
Vãos do Rio Parnaíba	São feições de relevo arrasado e plano e se concentram na porção noroeste da área do projeto.	8%
Planície do Rio São Francisco	É constituído por relevos arrasados onde ocorrem grandes áreas relativamente planas. Ocorre na porção nordeste e sul da área do projeto.	3%
Depressão do Médio Rio São Francisco	É formado por relevo pouco dissecado e com baixas elevações residuais. Situa-se na porção leste e sul da área do projeto.	18%
Planalto da Tabatinga	Conjunto de relevo plano ou dissecado de altitudes elevadas limitadas pelo menos por um lado por superfície mais baixa em que os processos de erosão superam os de sedimentação. Na área do projeto esta feição geomorfológica ocorre como uma faixa de direção NE-SW.	32%
Serras do Espinhaço Setentrional	Constitui um relevo em serra com grande escarpamento que demarca significativa diferenciação altimétrica entre as superfícies mais elevadas daquelas mais rebaixadas. Este tipo de feição está situada na porção sudeste da área do projeto.	1%

Tabela 1.5 - Terceiro nível de classificação taxonômica geomorfológica: unidades geomorfológicas da área do projeto.

CLASSES	DESCRIÇÃO	ÁREA
Chapada	São porções de relevo residual de topo plano, limitados por escarpas, resultante do recuo pela erosão dos chapadões. Apresenta as cotas mais elevadas do terreno e é correspondente à superfície Sul-Americana de presumível idade Neocretácica-Paleogena.	8%
Frente de recuo erosivo	São porções do relevo onde os processos morfogenéticos são mais atuantes, ou seja, de maior energia erosiva, no qual os processos de morfogênese predominam sobre a pedogênese. Encontram-se encaixadas entre a chapada ou as escarpas e superfícies pediplanadas.	14%
Escarpa	São porções de relevo íngreme que se estendem retilínea ou sinuosamente ou por grande extensão na forma de despenhadeiros ou penhascos verticalizados, bordejando as chapadas mais elevadas.	1%
<i>Inselberg</i>	São formas residuais que apresentam feições variadas tais como cristas, cúpulas e domos, cujas encostas mostram depósitos acentuados, dominando uma superfície de aplanamento superior. Esses relevos são considerados “testemunhos”, pois são relevos que resistem ao processo de pediplanação e pedogênese.	1,5%
Pediplano retocado Desnudado 1	Superfície de aplanamento elaborada durante fases sucessivas de retomada de erosão, sem, no entanto, perder as características de aplanamento cujos processos geram sistema de planos inclinados, às vezes, levemente côncavo. Ocorre nas depressões pediplanadas interplanálticas e periféricas tabuliforme e no sopé de escarpas que dominam os níveis de erosão inferiores. O evento de formação desses pediplano corresponde a Superfícies Velhas de idade Neógena. Difere do pediplano desnudado 2 por apresentar cotas relativamente mais altas.	15%
Pediplano retocado desnudado 2	Superfície de aplanamento elaborada durante fases sucessivas de retomada de erosão, sem, no entanto, perder as características de aplanamento, cujos processos geram sistema de planos inclinados, às vezes levemente côncavo. Ocorre nas depressões pediplanadas interplanálticas e periféricas tabuliforme e no sopé de escarpas que dominam os níveis de erosão inferiores. O evento de formação desses pediplano corresponde a Superfícies Velhas de idade Neógena.	2%
Pediplano retocado desnudado 3	Superfície de aplanamento elaborada durante fases sucessivas de retomada de erosão, sem, no entanto, perder as características de aplanamento, cujos processos geram sistema de planos inclinados, às vezes levemente côncavo. Ocorre nas depressões pediplanadas interplanálticas e periféricas tabuliforme e no sopé de escarpas que dominam os níveis de erosão inferiores. O evento de formação desse pediplano corresponde à Superfície Paraguai de idade quaternária.	46%
Superfície dissecada aguda	São porções de relevo que apresentam controle estrutural marcante sendo caracterizada predominantemente por colinas, morros e interflúvios tabulares. Observam-se diversos tipos de padrões de drenagem, porém são predominantes os padrões de drenagem dendríticos, sub-paralelos, sub-retangulares e por outros compostos, cujos canais não obedecem a uma direção preferencial. A superfície dissecada de aparência aguçada é resultante da interceptação de vertentes de declividade acentuadas, entalhadas por sulcos e ravinas profundos.	1,5%
Vales incisos de média profundidade	São canais intermitentes que promoveram uma acentuada incisão em meio a superfícies pediplanadas. Estão preenchidos por uma sedimentação arenosa de regime fluvial de enxurrada.	1,5%
Vales incisos de baixa profundidade	São canais intermitentes que promovem uma fraca incisão em meio a superfícies pediplanadas. Estão preenchidos por uma sedimentação arenosa de regime fluvial de enxurrada.	2%
Planície aluvial	São porções do relevo de área plana resultante da acumulação fluvial, sujeita a inundações periódicas, correspondendo a várzeas atuais. Ocorre nos vales com preenchimento aluvial.	5%

2. GEOLOGIA REGIONAL

A área do projeto, em grande parte, está na abrangência da Faixa de Dobramento Rio Preto, uma faixa móvel Brasiliana que ocorre como um cinturão bordejando parte dos limites norte do Cráton do São Francisco. Nos seus domínios registra-se a ocorrência de um complexo contexto de rochas, que inclui um embasamento paleoproterozoico constituído por granitoides orto e paraderivados de natureza diversa, metamáficas e metaultramáficas, com supracrustais

metassedimentares associadas, além de coberturas e intrusivas neoproterozoicas, com todas as sequências apresentando registros de estruturas e metamorfismo ligados a evolução de dois grandes ciclos orogenéticos. A área inclui ainda coberturas sedimentares com idades que variam do Paleozoico ao Mesozoico, depositadas em depressões intracratônicas, e representadas pelas unidades das bacias do Parnaíba e Sanfranciscana (Figura 2.1).

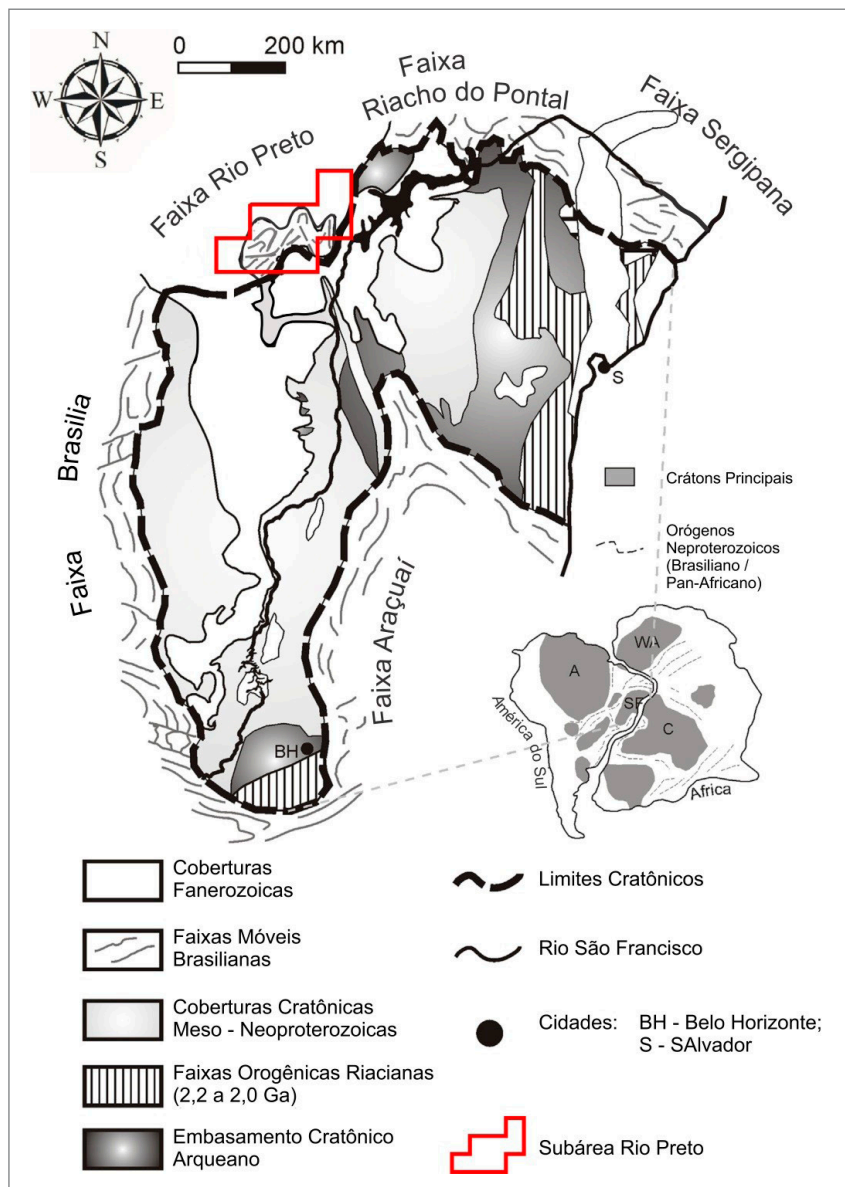


Figura 2.1 - Cráton São Francisco e suas faixas dobradas adjacentes, conforme Alkmim (2004), com área de trabalho em destaque.

2.1. CRÁTON SÃO FRANCISCO

O Cráton do São Francisco, equivalente à Província São Francisco (Almeida, 1977), constitui uma extensa unidade tectônica abrangendo maior parte do Estado da Bahia e estendendo-se às regiões vizinhas dos estados de Minas Gerais, Sergipe, Pernambuco e Goiás. Segundo Almeida (1977), seu embasamento estabilizou-se no término do Ciclo Transamazônico com suas coberturas mais antigas desenvolvidas no Mesoproterozoico e as mais novas no Neoproterozoico. Está delimitado por faixas móveis brasileiras: Cinturões Riacho do Pontal (Brito Neves *et al.*, 2000) e Rio Preto (Inda & Barbosa 1978, Brito Neves *et al.*, 2000) ao norte; Cinturão Sergipano (Brito Neves *et al.*, 2000) a nordeste; Cinturão Araçuaí (Almeida, 1977) a sul; Cinturão Brasília a oeste (Figura 2.1).

O Cráton São Francisco representa um fragmento continental envolvido em uma amalgamação com o paleocontinente Oeste Gondwana durante o ciclo orogênico Brasileiro, no final do Proterozoico e início do Paleozoico (Almeida 1977, Trompette, 1994). Durante o Neoproterozoico, expressiva sedimentação glaciogênica foi desenvolvida na região, sendo representada pelas formações Jequitaí, em Minas Gerais, e Bebedouro, na Bahia. Ao mesmo tempo, nas bordas do cráton, bacias do tipo rifte evoluíram para bacias de margem passiva, com importante sedimentação gravitacional (depósitos de fluxo de detritos e correntes de turbidez) e alguma contribuição glacial (Uhlein *et al.*, 2004). Essas sequências foram invertidas e metamorfizadas durante o ciclo Orogrênico Brasileiro (~ 700 – 540 Ma) e foram preservadas em cinturões bordejando o cráton. Portanto, os cinturões dobrados representam a inversão de bacias sedimentares adjacentes ao cráton, uma região que foi relativamente poupada da deformação e metamorfismo incidentes ao redor do mesmo.

Loureiro *et al.* (2008) no Projeto Barra-Oliveira dos Brejinhos, inserido no Cráton do São Francisco, cita que os terrenos plutonovulcanossedimentares arqueanos e proterozoicos, submetidos a processos metamórficos e deformacionais múltiplos, podem ser compartimentados pelos domínios geotectônico-estruturais das unidades do embasamento pré-Espinhaço, paleoarqueanas a paleoproterozoicas, e pelas coberturas vulcanossedimentares paleoproterozoicas a neoproterozoicas. Cita ainda que o domínio das rochas do embasamento pré-espinhaço integra a infraestrutura do referido cráton, conforme Almeida (1977), enquanto as coberturas vulcanossedimentares, depositadas no interior do cráton, os supergrupos Espinhaço e São Francisco. Conforme Hartmann & Delgado (2001), os substratos das coberturas pertencentes a estes supergrupos, nesta região da Bahia, são designados

pelos blocos, Gavião, Paramirim e Sobradinho, ou Bloco Gavião-Lençóis.

Segundo Almeida (1977), o embasamento da Província São Francisco encontra-se em grande parte oculto por coberturas de idades variadas, sendo na área do projeto expressivas e cenozoicas. Quando o embasamento exposto reconhecem-se complexos de natureza granítico-gnáissica penetrados por numerosas intrusões, principalmente de natureza granitoide e secundariamente máficas ou ultramáficas.

Na área em estudo, os domínios geotectônico-estruturais do embasamento pré-espinhaço, Bloco Paramirim, está representado pelos: (i) complexos Cristalândia do Piauí e Júlio Borges; (ii) Ortognaisses Jacu, Vereda e Caraíbas; (iii) Corpo Granitoide Mansidão; (iv) Granito Volta Grande. As unidades metassedimentares dos grupos Santo Onofre e Rio Preto são relacionadas aos supergrupos São Francisco e Espinhaço, respectivamente (Sousa *et al.*, 2017; Egydio-Silva; 1987). No restante da área, ocorrem coberturas cenozoicas (Figura 2.2).

2.1.1. Embasamento Paleoproterozoico

As rochas que compõem o embasamento paleoproterozoico da faixa de dobramentos correspondem às rochas mais antigas encontradas na área de estudo, sendo agrupadas por Arcanjo & Braz Filho (2001) como Complexo Gnaissico-Migmatítico, de idade arqueana-paleoproterozoica, onde são representadas por um conjunto de gnaisses bandados, milonitizados, com frequentes intercalações de metabásicas e metaultrabásicas, migmatitos, ortognaisses cisalhados e ortognaisses porfiroclásticos. Esta associação de rochas está subdividida e representada pelos complexos Cristalândia do Piauí e Júlio Borges, granitos e granitoides de Mansidão, Volta Grande, Jacu, Mulungu, Serra da Pintada e Algodões além da Suíte Alcalina Serra do Meio.

O Complexo Cristalândia do Piauí, que compõe majoritariamente o embasamento da Faixa de Dobramento Rio Preto, apresenta direção principal NE-SW, com sua faixa de ocorrência estendendo-se desde a cidade de Cristalândia do Piauí – PI até a cidade de Morro Cabeça no Tempo – PI. Segundo Egydio-Silva (1987), este complexo é composto por gnaisses orto e paraderivados, geralmente migmatizados, com esparsas lentes de rochas metaultramálicas e formações ferríferas, retrometamorfizados em fácies xisto-verde com pico metamórfico em fácies anfífolito.

Trabalhos realizados recentemente nas rochas desse complexo (Aquino & Batista, 2011; Aquino, 2014; Sousa *et al.*, 2017) as situaram mais precisamente entre o Riacciano e o Orosiriano (2,2 – 2,1 Ga).

O Complexo Júlio Borges foi definido por Aquino (2014) para um grupo de rochas representadas por

ortognaisses de composição diorítica-tonalítica associados a enclaves máfico-ultramáficos extremamente alongados, anteriormente incluídas no Complexo Cristalândia do Piauí. Sousa *et al.* (2017) após datações por U-Pb atribuíram uma idade riaciana para este complexo (2,16 Ga).

As rochas do Granitoide Mansidão foram definidas pela primeira vez por Arcanjo & Braz Filho (2001) como uma associação de rochas graníticas paleoproterozoicas de composição essencialmente tonalítica. Sousa *et al.* (2017) subdividiu esta unidade em duas fácies, sendo ambas composicionalmente similares, mas texturalmente distintas, além de atribuir idades riacianas para ambas as litofácies (2,10 Ga).

O Granito Volta Grande era incluso no Complexo Antigo, definido por Winge (1968 *apud* Sousa *et al.*, 2017), sendo posteriormente interpretado como parte do Corpo Mansidão de Arcanjo & Braz Filho (2001). Apenas com o trabalho de Aquino (2014) esta unidade foi individualizada, ocorrendo na Folha Curimatá como um extenso corpo granítico de forma ovalada com direção N-S, localizado no interior do padrão estrutural em leque na porção centro-leste da referida folha. Segundo Aquino (no prelo), as rochas dessa unidade são classificadas predominantemente como metamonzogranitos e subordinadamente metagranodiorito e/ou metatonalito, deformados em fácies anfibolito.

Granitoides sintectônicos relacionados a orogênese riaciana-orosiriana na área de estudo, compreendem as unidades: Ortognaisse Jacu (Sousa *et al.*, 2017), Granitoide

Mulungu (Aquino & Batista, 2011) e Suíte alcalina Serra do Meio (Leite *et al.*, 1987; Conceição, 1990; Plá Cid, 1994; Leite, 1997; Plá Cid *et al.*, 2000).

O Granitoide Mulungu é composto por rochas gnáissicas de composição granodiorítica a tonalítica de caráter cálcio-alcalino com idade de cristalização orosiriana (2,02 Ga) e é representado por um corpo intrusivo nas rochas do Complexo Cristalândia do Piauí.

A Suíte Alcalina Serra do Meio (Plá Cid *et al.*, 2000), com idade de 2,01 Ga, é composta por granitos metaluminosos e peralcalinos, com quartzo-sienitos associados, sendo interpretada como do tipo anorogênica e deformada durante o ciclo Brasiliano (0,65 – 0,52 Ga).

Sousa *et al.* (2017) interpretaram o ortognaisse Jacu como um conjunto de rochas metaplutônicas, milonitizadas, de predominância alcalina em meio às rochas do Complexo Cristalândia do Piauí, ocupando uma porção na parte centro-oeste da Folha Rio Paraim. Nesse mesmo trabalho os autores alocaram a unidade no Orosiriano, com idade de 2,02 Ga.

O corpo granitoide Serra da Pintada, de caráter alcalino e idade de cristalização Toniana (aproximadamente 969 Ma), é considerado como anorogênico, posteriormente deformado pela tectônica do ciclo Brasiliano (Aquino & Batista, 2011).

O corpo granitoide Algodões é definido por Aquino (no prelo) como sendo um granitoide de natureza similar ao da Serra da Pintada, ou seja, anorogênico e de caráter alcalino, e exibindo as mesmas deformações impostas pelo ciclo Brasiliano.

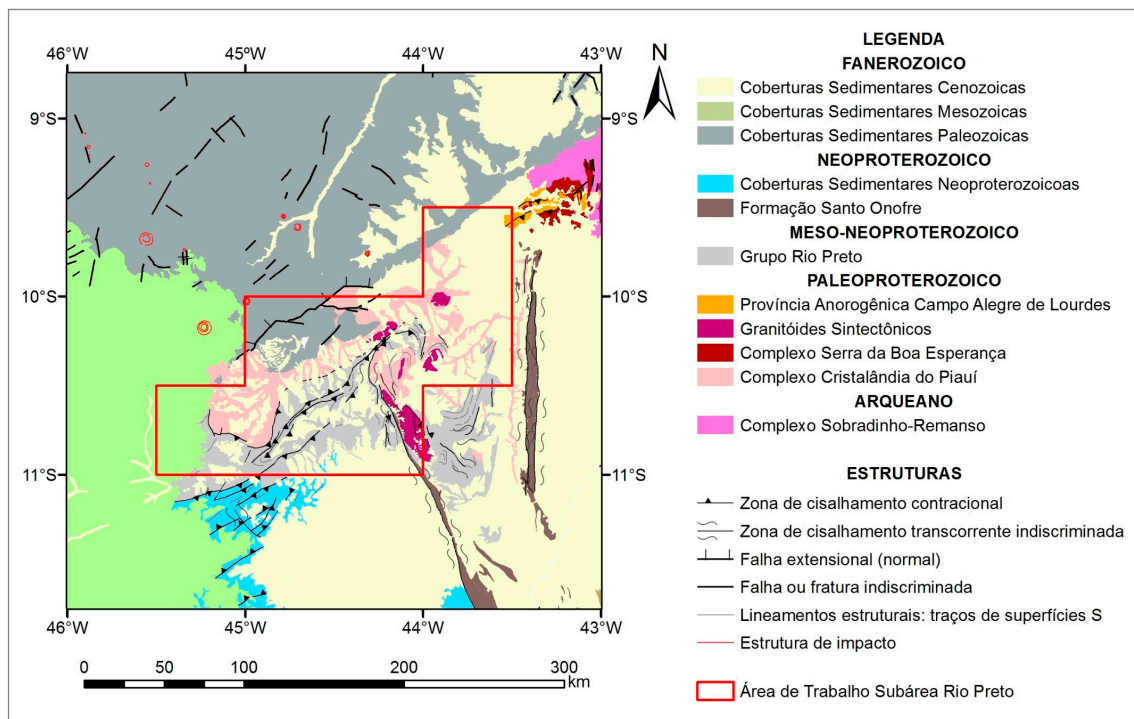


Figura 2.2 - Mapa tectono-estratigráfico regional da porção NW do Cráton São Francisco. Área do Projeto em destaque (modificado de Vasconcelos *et al.*, 2004).

2.2. FAIXA RIO PRETO

A Faixa de Dobramentos Rio Preto é a menos estudada no contexto do Cráton São Francisco, que corresponde a um cinturão de dobramento que o bordejia na sua porção noroeste. Essa faixa de dobramentos está localizada no Norte-Noroeste do estado da Bahia e Sul do estado do Piauí (Figura 2.2). Foi referenciada por Barbosa & Batista (1971) como uma sequência metassedimentar composta por filitos, xistos e gnaisses.

Dos trabalhos mais antigos relacionados à área destacam-se Moraes Rego (1926 *apud* Souza *et al.*, 2017) e Domingues (1947 *apud* Souza *et al.*, 2017), nos quais foram descritos os quartzitos e filitos do vale do Rio Preto, os calcários e filitos da região de São Desidério e da Vila Cariparé, os arenitos que ocorrem em cotas acima de 650 m da Formação Uruçuia e os sedimentos quaternários recentes da planície São Francisco.

Santos *et al.* (1977) colocaram os metassedimentos do noroeste da Bahia sob a denominação Grupo Rio Preto, situando-os acima do Grupo Chapada Diamantina (Mesoproterozoico) e abaixo do Grupo Bambuí (Neoproterozoico).

Jardim de Sá & Hackspacher (1980) posicionaram o Grupo Rio Preto no Proterozoico Inferior, por correlação com as rochas supracrustais da Faixa Riacho do Pontal e também por acreditarem que a deformação de direção N-S, registrada nas serras do Estreito e do Boqueirão, superpõe as estruturas de direção NE-SW da Faixa Rio Preto.

Egydio-Silva (1987) desenvolveu um trabalho onde realocou grande parte do Grupo Rio Preto na base do Grupo Bambuí (Formação Canabrinha), considerando o restante do grupo como correlato ao Grupo Chapada Diamantina, do Mesoproterozoico.

Caxito (2010), baseado em novos dados estratigráficos, litológicos e geocronológicos da região da Faixa Rio Preto, propôs uma nova subdivisão estratigráfica para as rochas do Grupo Rio Preto, sugerindo a criação da Formação Formosa, composta por granada-mica xistos, quartzitos, metacherts ferro-manganesíferos e xistos verdes restritos, e a Formação Canabrinha, composta por quartzitos, filitos, metarritimitos, metadiamictitos e metamargas.

Em estudos subsequentes, acerca do Grupo Rio Preto, Caxito *et al.* (2012a) fizeram duas proposições principais: 1) a retirada da Formação Canabrinha da base do Grupo Bambuí e seu posicionamento como equivalente cronoestratigráfico das formações portadoras de diamictitos das outras faixas dobradas que circundam o Cráton São Francisco; 2) a substituição do termo Grupo Rio Preto pelo termo Formação Formosa, uma vez que suas rochas não podem ser individualizadas em formações. Datações realizadas em rochas metabásicas

desta nova formação a reposiciona no orosiriano com idade de 1,9 Ga, sendo relacionada a uma bacia de arco magmático.

O Grupo Santo Onofre, primeiramente definido por Porcher (1970), está representado na área pelos sedimentos meso-neoproterozoicos que constituem as serras do Boqueirão e Estreito (Arcanjo & Braz Filho, 1999). Segundo Loureiro (2008), a Sinéclise Santo Onofre se configura como uma depressão alongada com direção N-S, preenchida por sedimentações diversas com uma geometria triangular aberta para norte.

Segundo Arcanjo & Braz Filho (1999), o Grupo Santo Onofre na região está representado litologicamente por um conjunto de quartzitos, com filitos subordinados, e, localmente, por lentes de metarenitos finos, metassiltitos e xistos.

Guimarães (2008) em seu trabalho subdivide o Grupo Santo Onofre nas formações Fazendinha, Serra da Vereda, Serra da Garapa e Boqueirão, metamorfizadas em fácies xisto-verde.

No trabalho de Sousa *et al.* (2017), na cartografia da Folha Mansidão, foram realizados estudos na Formação Boqueirão, onde a datação de zircões detriticos em sericita-quartzitos na serra homônima define que o menor pico de idades confiáveis se dá entre 938 a 828 Ma, indicando deposição pelo menos a partir do Neoproterozoico.

A Faixa Rio Preto é constituída pelas formações Formosa (metagrauvas, muscovita quartzitos, mica xistos granadíferos, metacherts ferro-magnesianos e clorita-actionolita-epidoto xisto verde) de idade paleoproterozoica (2,2 – 1,96 Ga) e Canabrinha (metarritimitos, metagrauvas, metadiamictitos, quartzitos, mica xistos e localmente metamargas) de idade neoproterozoica (600-450 Ma) (Egydio-Silva *et al.*, 1989; Ulhein *et al.*, 2011; Caxito *et al.*; 2012a, 2014) (Figura 2.3 e Figura 2.4). Segundo os mesmos, as faixas Rio Preto, Pontal e Sergipana representam um sistema orogênico de mais de 1000 km de extensão, desenvolvido nas margens norte do Cráton São Francisco durante o Neoproterozoico.

Caxito *et al.* (2015) situaram a Formação Formosa no Orosiriano com base na idade de 1958±16 Ma obtida por meio de datações U-Pb em zircões de um corpo anfibolítico situado na Fazenda Angico, próxima à cidade de Formosa do Rio Preto – BA. Estes mesmos autores, baseados em os valores de ϵ_{Nd} e ϵ_{Hf} , sugerem a mistura de uma fonte de manto depletado com uma crosta continental antiga e retrabalhada, interpretando o corpo anfibolítico como remanescente de um fragmento crustal oceânico subductado durante o Orosiriano, e como fragmentos de arco magmático continental os gnaisses do Complexo Cristalândia do Piauí, situados a norte dessa formação.

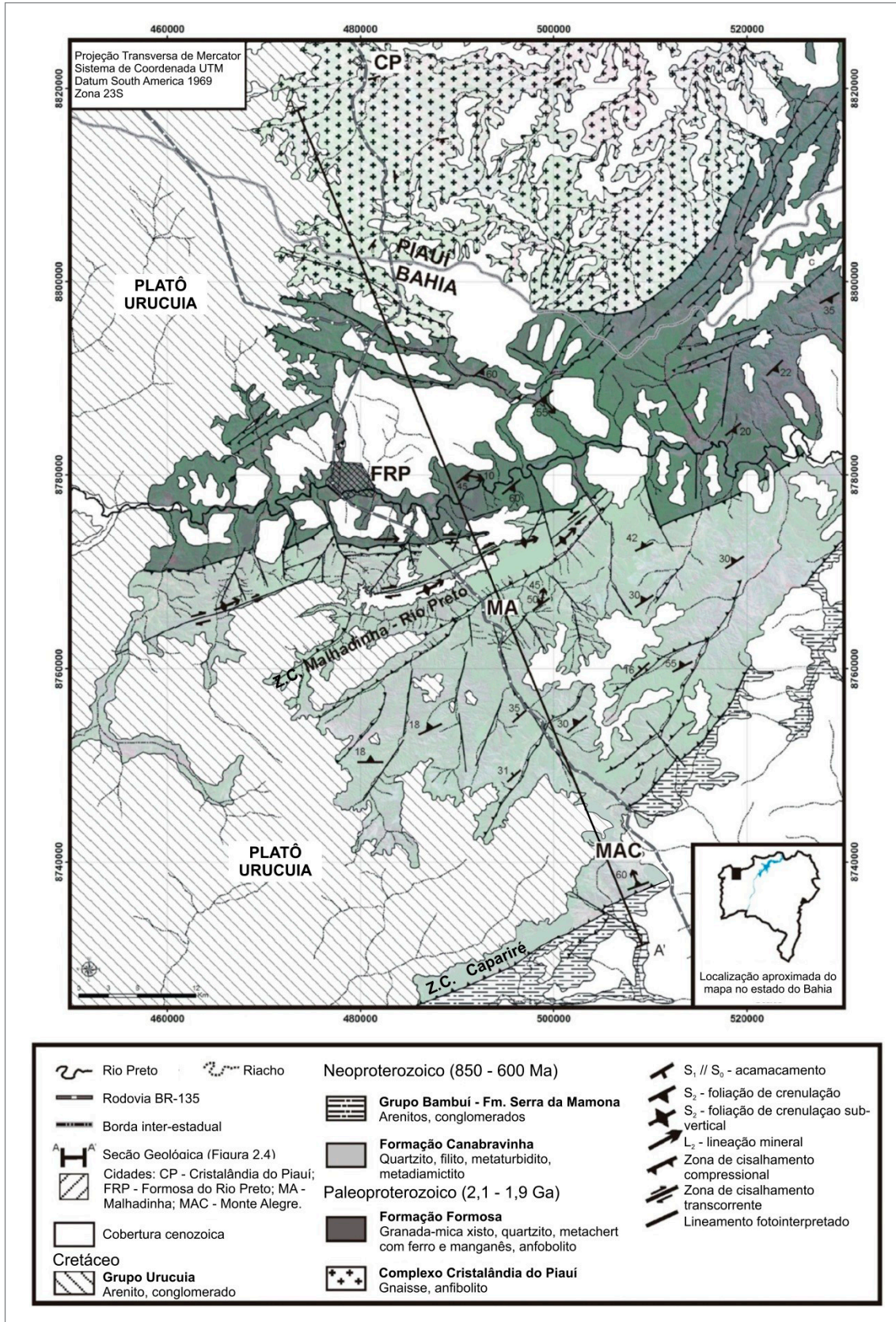


Figura 2.3 - Mapa geológico da Faixa Rio Preto, noroeste do estado da Bahia e sul do Piauí (Caxito, 2013).

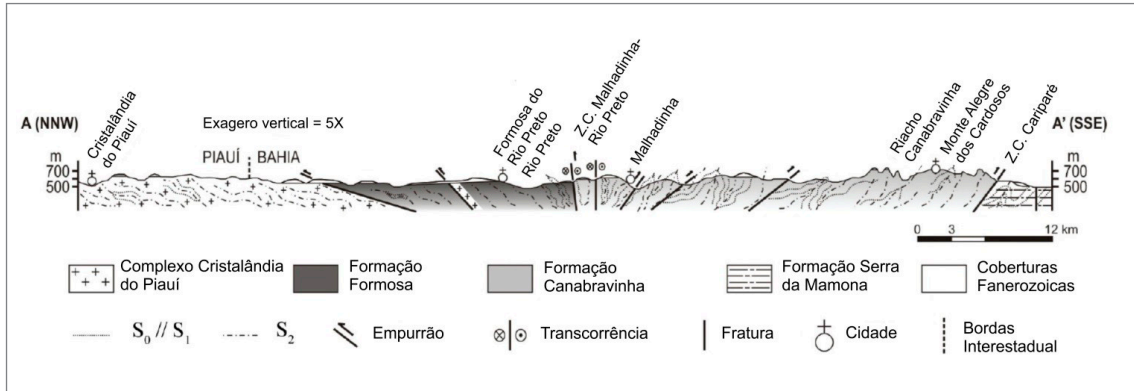


Figura 2.4 - Seção geológica da Faixa Rio Preto modificada de Caxito et al. (2012a).

2.3. PROVÍNCIA PARNAÍBA

Segundo a proposta de Góes (1995) as áreas das províncias Parnaíba e Meio-Norte são coincidentes, comprovando a dificuldade de compreensão de seu quadro tectonossedimentar, no contexto de uma única bacia. A evolução da província se deu de maneira policíclica, por vezes compartimentada em bacias com gêneses, estilos tectônicos, preenchimento sedimentar e idades distintas (Bizzi et al., 2003).

A Província Parnaíba é delimitada ao norte pelo Arco Ferrer-Urbano Santos; a leste pela Falha de Tauá; a sudeste pelo Lineamento Senador Pompeu; a oeste pelo lineamento Tocantins-Araguaia; e, a noroeste, pelo Arco Tocantins (Góes, 1995) (Figura 2.5).

Segundo Nunes (1993), essa província reside sobre uma infinidade de substratos de maciços arqueanos (Granja e Goiás), crátons sinbrasilianos (São Luís e Núcleo Cratônico Central), cinturões orogênicos brasileiros (Gurupi, Araguaia e terrenos da Província Borborema), sobre os quais implantaram-se uma série de estruturas grabeniformes no Mesoproterozoico, Neoproterozoico e no Fanerozoico (Cambro-Ordoviciano) (Bizzi et al., 2003).

A Província Parnaíba é constituída por quatro centros deposicionais, separados por discordâncias que são coincidentes com os limites das supersequências que Góes & Feijó (1994) utilizaram para dividir suas rochas sedimentares. Esses centros de deposição constituem as bacias do Parnaíba, das Alpercatas, do Grajaú e do Espigão-Mestre (Góes, 1995) (Figura 2.5 e Figura 2.6).



Figura 2.5 - Unidades geotectônicas da Província Parnaíba (modificado de Góes, 1995; Compilado de Bizzi et al., 2003).

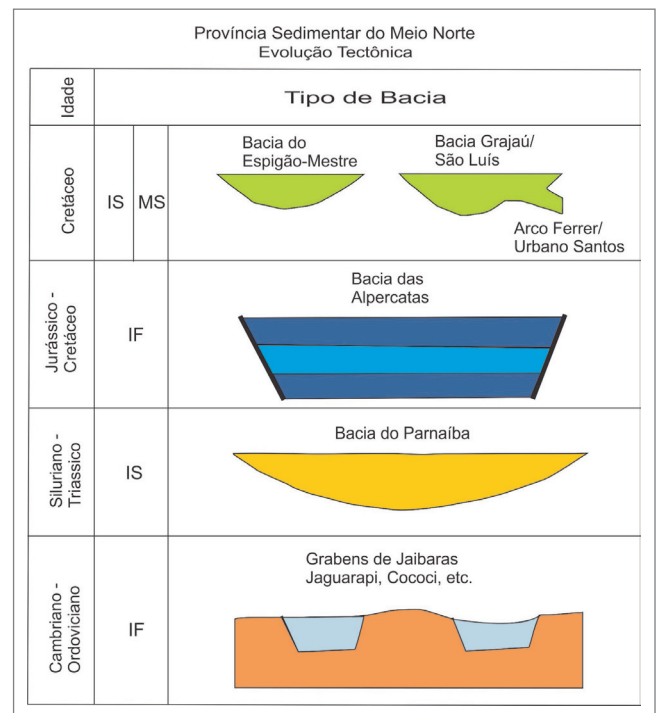


Figura 2.6 - Unidades geotectônicas da Província Parnaíba (modificado de Góes, 1995; Compilado de Bizzi et al., 2003).

2.3.1. Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, antes denominada Bacia do Maranhão por Derby (1884 *apud* Sousa *et al.*, 2017), situa-se na porção nordeste ocidental brasileira, compreendendo grande parte dos territórios dos estados do Piauí e Maranhão, além de porções mais restritas dos estados do Ceará, Pará, Tocantins e Bahia. Asmus & Porto (1972) a definem como uma bacia intracratônica, segundo classificação de Klemme (1980). Essa entidade tectônica representa o preenchimento de depressões intracratônicas de evolução policíclica, originando compartimentações sedimentares de características distintas (Góes, 1995).

A Bacia do Parnaíba é limitada ao sul pelo Arco de São Francisco, enquanto suas bordas leste e oeste, são delimitadas pelo Escudo Brasileiro. O limite noroeste é marcado pelo Arco de Tocantins, que a separa da Bacia Amazônica. Ao norte, a Bacia do Parnaíba é separada das bacias costeiras de São Luís e Barreirinhas pelo Arco Ferrer – Urbano Santos. Góes *et al.* (1994) adotaram, como hipótese mais aceita para a implantação da Bacia do Parnaíba, uma suposta fragmentação de um supercontinente no Neoproterozoico, deixando como subproduto um megassistema de fraturas que deu início à construção da Depressão Intracratônica do Parnaíba.

A Bacia do Parnaíba desenvolveu-se sobre um embasamento continental durante o estágio de estabilização da Plataforma Sul-Americana (Almeida & Carneiro, 2004). A estratigrafia da bacia é dividida nos grupos Serra Grande, Canindé e Balsas, com idades do Siluriano ao Cretáceo. 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. Na borda ocidental da bacia, o embasamento é composto pela faixa móvel Araguaia-Tocantins que apresenta lineamentos N-S. Esta faixa de dobramento é uma unidade geotectônica do Proterozoico Superior, com deformações intensas ocorridas entre 1000 a 500 Ma, as últimas relativas ao ciclo Brasileiro. Ela é composta pelos grupos Estrondo e Tocantins.

Segundo Loczy & 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 Transbrasileiro Sobral – Pedro II e o lineamento Picos-Santa Inês.

O Grupo Serra Grande foi definido por Small (1914 *apud* Sousa *et al.*, 2017) como série, sendo posteriormente descrito como formação por Campbell *et al.* (1949). Caputo & Lima (1984) e Góes & Feijó (1994) caracterizam este grupo como composto pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós. O Grupo Serra Grande assenta-se discordantemente sobre rochas ígneas e metamórficas do embasamento e rochas sedimentares anteriores ao início da deposição dos sedimentos da Bacia do Parnaíba (inconformidade). Seu contato superior é discordante (desconformidade) com o Grupo Canindé.

A Formação Ipu (Campbell *et al.*, 1949) é composta por arenitos, conglomerados, arenitos conglomeráticos e diamictitos, tendo sido depositada em ambiente fluvial anastomosado com influência periglacial (Caputo & Lima, 1984).

A Formação Tianguá (Rodrigues, 1967) é composta por folhelho cinza, siltito e arenito muito micáceo, depositados em ambiente marinho raso (Góes & Feijó, 1994). Caputo & Lima (1984) consideraram a Formação Tianguá como depositada em ambiente marinho raso, durante a fase máxima de extensão da transgressão glácio-eustática mundial que seguiu a fusão de gelo do norte da África.

A Formação Jaicós (Plummer, 1948) é composta por arenito e eventuais pelitos, depositados por sistemas fluviais entrelaçados, composta por arenitos e conglomerados, depositados em leques aluvionais e deltas.

Rodrigues (1967) propôs o Grupo Canindé para agrupar as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá. Caputo & Lima (1984) incluíram a Formação Itaim neste grupo. Para Góes *et al.* (1994) o Grupo Canindé seria formado pelas formações Itaim, Pimenteira, Cabeças, Longá e Poti. O contato do Grupo Canindé com a unidade inferior, o Grupo Serra Grande, é feito através de uma desconformidade. Com o embasamento seu contato é feito através de uma inconformidade, no extremo leste da bacia. O contato com a unidade superior com Grupo Balsas dá-se discordantemente (Góes & Feijó, 1994).

A Formação Itaim (Kegel, 1953) apresenta arenito fino esbranquiçado e folhelho cinza, depositados em ambiente deltaicos e plataformais, dominados por correntes induzidas por processos de marés e de tempestades.

A Formação Pimenteira (Small, 1914 *apud* Sousa *et al.*, 2017) apresenta espessas camadas de folhelho cinza escuro a preto, retratando um ambiente marinho de plataforma (Della Fávera, 1990), que depositaram delgadas camadas de arenitos muito fino. Caputo (1984) coloca a Formação Pimenteira como um registro da grande transgressão devoniana, com oscilações do nível do mar.

A Formação Cabeças (Plummer, 1948) apresenta, predominantemente, arenito com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos, com estratificação cruzada tabular ou sigmoidal, ocorrendo tempestitos

na base da unidade (Della Fávera, 1990). Segundo Della Fávera (1982) e Freitas (1990) esta unidade teria se depositado em ambiente marinho plataforma sob a ação predominante de correntes induzidas por processos de maré.

Na Formação Poti (Lisboa, 1914 *in* Sousa *et al.*, 2017) predominam arenitos cinza-esbranquiçados intercalados e interlaminados com folhelhos e siltitos, depositados em delta e planícies de maré sob a influência ocasional de tempestade (Góes & Feijó, 1994).

As formações Piauí, Pedra-de-Fogo, Motuca e Sambaíba compõem o Grupo Balsas, que representa a Supersequência Carbonífero-Triássica da Bacia do Parnaíba. Na área de estudo é representado apenas pela Formação Motuca. Esta formação, segundo Bizzi *et al.*, (2003), é constituída de folhelhos vermelhos com níveis de silito, localmente com estromatólitos dômicos, representando deposição em ambiente lacustre ou lagunar.

A sequência litoestratigráfica completa da Bacia do Parnaíba interpretada em estudos realizados pela Petrobrás pode ser visualizada na carta estratigráfica publicada em 2007 (Figura 2.7).

Góes (1995) classificou a Bacia do Parnaíba como do tipo IF/IS (Fratura Interior/Depressão Interior), e também compreendendo 3 super-sequências: Siluriana (Grupo Serra Grande), Devoniana (Grupo Canindé) e Carbonífero-Triássica (Grupo Balsas). A Bacia do Parnaíba teria sido implantada sobre os riftes cambro-ordovicianos de Jaibaras, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião e São Raimundo Nonato, de acordo com Brito Neves (1999).

2.3.2. Bacia do Espigão Mestre

Essa bacia se dispõe discordantemente sobre a Bacia do Parnaíba e abrange a extremidade norte dos grupos Urucuia e Areado, pertinentes ao domínio setentrional da Bacia Sanfranciscana.

O Grupo Areado é representado na área de estudo pela Formação Quiricó que, segundo Campos & Dardenne (1997) é composta predominantemente por sedimentos pelíticos, com folhelhos e siltitos esverdeados, rosados, ocres, violáceos ou avermelhados, que ocorrem interestratificados entre si, apresentando rápidas variações de cores. Subordinadamente ocorrem intercalações de arenitos finos, médios e grossos, os quais são mais frequentes na parte superior da sequência, indicando ambiente lacustre para essa formação.

O Grupo Urucuia é representado pela Formação Posse que segundo Campos & Dardenne (1997) é constituída por duas unidades faciológicas. A Facies 1 é composta por arenitos muito finos, com boa maturidade textural e mineralógica, geralmente apresentando bom selecionamento, com ocorrência de lentes e níveis de

conglomerados médios a finos, com seixos do próprio arenito, quartzo de veio e quartzitos, em qualquer posição estratigráfica. Uma cimentação silicosa frequentemente está associada a estes conglomerados. Já a Facies 2 é composta por arenitos brancos, ocres, finos, argilosos ou não, bem selecionados e, comparativamente aos arenitos da facies 1, menos maduros. Estratificações cruzadas tabulares e tangenciais de pequeno porte (até 30 cm) são comuns e os estratos plano-paralelos mais raros.

2.4. IMPORTÂNCIA GEOLÓGICA E METALOGÊNICA

Na área do projeto as principais mineralizações são de manganês, grafita, ferro, carbonato, titânio e cobre. Barbosa (1982), em estudos sobre os depósitos de manganês no oeste da Bahia, cita que os depósitos de manganês estão associados às rochas dos grupos Rio Preto e Bambuí, formados por processos supergênicos atuando sobre protominérios representados por gonditos. Destaca ainda a existência de dois tipos de minério, um formado *in situ*, como filões em fraturas ou lâminas entremeadas à foliação da rocha hospedeira, e outro de natureza elúvio-coluvionar associado a espessas crostas manganésíferas. Menciona ainda, que estudos petrográficos e de difração de Raios X nestas rochas, revelaram uma mineralogia de minério composto de litioforita, pirolusita e criptomelana, e os minerais de canga, representados por espessartita, quartzo, argila e mica. A área de estudo dos depósitos mais importantes incluem os alvos Cardão e Porteira, localizados próximos ao contato com as rochas quartzíticas da Serra do Boqueirão, município de Mansidão (BA), apresentando as análises laboratoriais de fluorescência de Raios X no minério de cada depósito teores 44,6% e 47,9% de MnO, respectivamente (Sousa *et al.*, 2017).

As mineralizações de grafita encontram-se distribuídas por quase todo o domínio das rochas dos grupos Rio Preto e Santo Onofre e geralmente ocorrem como lentes ou delgados níveis intercalados aos filitos e xistos destas unidades. Suas principais ocorrências encontram-se na litofácies xistosa do Grupo Rio Preto e estão localizadas principalmente no extremo sudeste da Folha Mansidão, município de Parnaguá (PI). Em uma amostra dessas mineralizações foram realizadas análises laboratoriais para determinação de carbono por infravermelho e determinação de carbono gráfico por combustão obtendo-se teores de 3,51% e 3,29%, respectivamente para cada método (Sousa *et al.*, 2017).

Embora a maior parte da área alvo do projeto já esteja coberta por mapas geológicos em escala 1:100.000 e tenham sido relatadas dezenas de ocorrências

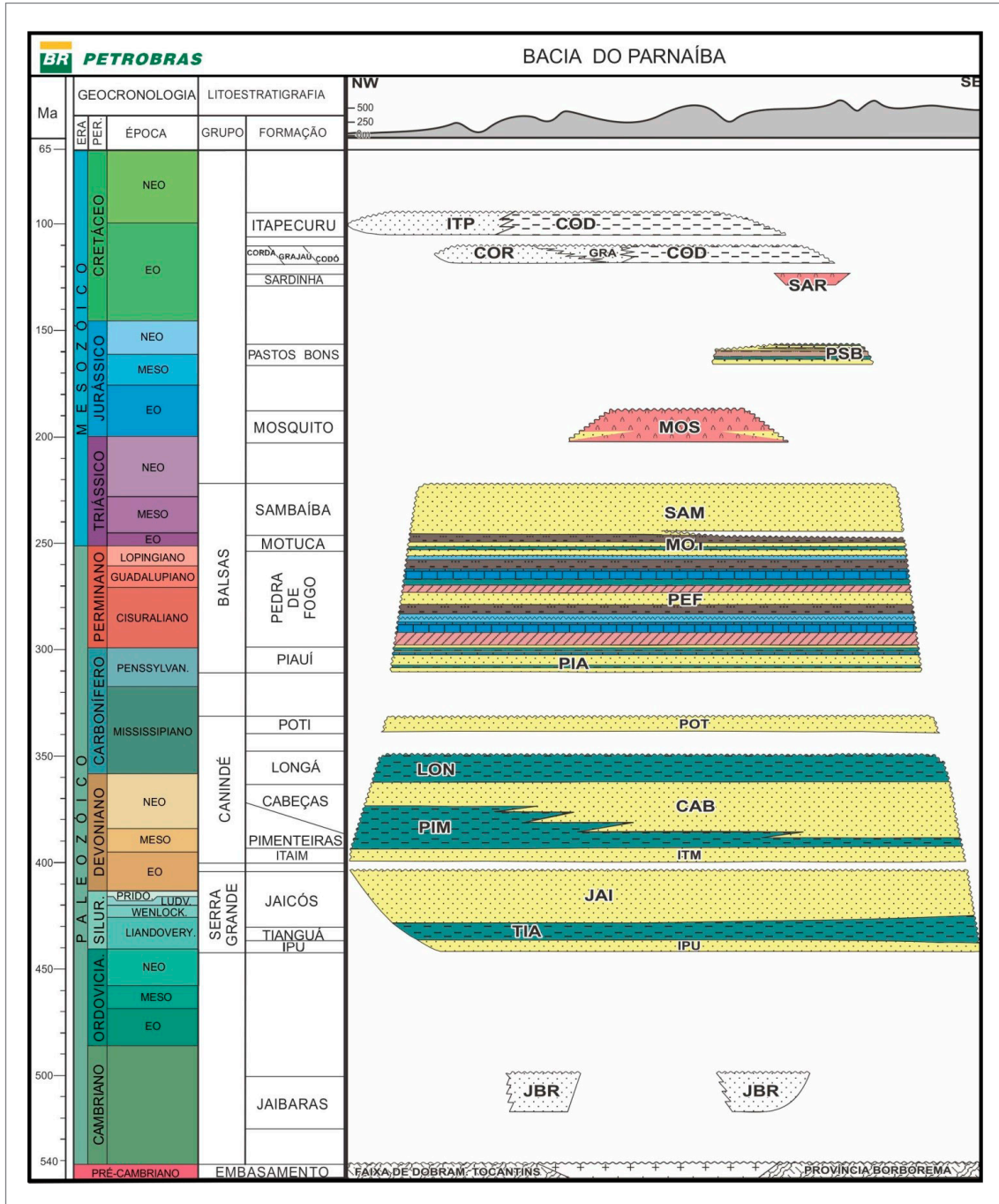


Figura 2.7 - Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba, mostrando as três supersequências deposicionais: Grupo Serra Grande, Grupo Canindé e Grupo Balsas. (Adaptado de Vaz et al., 2007).

minerais, tais como manganês, ferro, cobre, grafita, titânio e talco, pouco se sabe a respeito do potencial metalogenético, da idade e da ambiência geotectônica das diversas unidades geológicas que as compõem. Assim, faz-se necessários estudos mais específicos na área, com enfoque diferente daquele característico dos trabalhos de mapeamento prévios, regionais, voltados para os ambientes geotectônicos e recursos minerais a eles associados.

2.5. PRINCIPAIS TRABALHOS ANTERIORES

Na lista dos principais trabalhos de mapeamentos geológicos básicos estão incluídos aqueles em escala 1:250.000, executados durante o Programa Levantamentos Geológicos do Brasil pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) no mapeamento das folhas Formosa do Rio Preto, Santa Rita de Cássia, Curimatá, Corrente e Xique-Xique (Andrade Filho *et al.* 1994, Arcanjo

& Braz Filho, 2001). A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) ainda executou mapeamentos em escala 1:100.000 a partir de 2009, sendo trabalhadas em sequência as folhas Avelino Lopes (Aquino & Batista, 2011) e Curimatá (Aquino, 2014). No ano de 2013 foi iniciado o projeto Piloto envolvendo o mapeamento na escala de 1:100.000 das folhas Mansidão, Parnaguá e Rio Paraim (Sousa *et al.*, 2017).

Recentemente foram realizados trabalhos de iniciação científica sobre a estratigrafia e sistemas

deposicionais da borda sul da Faixa Rio Preto (Sanglard *et al.*, 2008) e de graduação, com o mapeamento geológico na escala 1:50.000 da região de Formosa do Rio Preto (Gonçalves-Dias & Mendes, 2008). Caxito (2010) apresentou novos dados estratigráficos, litoquímicos e geocronológicos sobre a região da Faixa Rio Preto, dando sequência ao seu trabalho em Caxito (2014) e em outras publicações (Caxito *et al.*, 2012a; Caxito *et al.*, 2012b; Caxito *et al.*, 2014; Caxito *et al.*, 2015).

3. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

Os trabalhos realizados nos últimos anos nas unidades da Faixa Rio Preto, mais precisamente nas rochas pré-cambrianas adjacentes a borda norte-noroeste do Cráton São Francisco, estão majoritariamente vinculados a mapeamentos geológicos sistemáticos de sete Folhas em escala 1:100.000 (Aquino & Batista, 2011; Aquino, 2014, Sousa et al., 2017; Barros, 2017a; Barros, 2017b), assim como aos trabalhos de estudos geotectônicos realizados por Caxito e colaboradores (2010, 2011, 2012a, 2013, 2014 e 2015).

Os dados obtidos da análise de todos esses trabalhos, integrados àqueles provenientes das etapas de campo, proporcionaram a atualização da cartografia geológica então existente e a configuração de uma estratigrafia compreendendo as seguintes unidades: Ortognaisse Vereda, Complexo Cristalândia do Piauí (paragnaisses, ultramafitos, metatonalitos e ortoanfibolitos, ortognaisse Caraíbas e ortognaisses migmatíticos), Complexo Júlio Borges (ortognaisses, ultramafitos), Corpo Granitoide Mansidão, Granito Volta Grande, Corpo Serra do Meio, Corpos Granitoides Mulungu e Jacu, Formação Formosa do Rio Preto (metagrauvascas, quartzitos), Grupo Rio Preto (metassedimentos conglomeráticos, quartzosos, quartzitos, xistos, xisto com grafita), Grupo Santo Onofre (Formação Serra do Boqueirão 2), corpos granitoides Serra da Pintada e Algodões, as Bacias do Araçá (unidades Caraíba Grossa, Riacho do Araçá e Porta do Araçá), Parnaíba (grupos Balsas, Canindé e Serra Grande) e Sanfranciscana (Grupo Urucuia e Areado) e por fim os sedimentos inconsolidados das coberturas detrito-lateríticas, detrito-arenosas, colúvio-eluviais, eólicas continentais e aluvionares (Figura 3.1).

3.1. COMPLEXO CRISTALÂNDIA DO PIAUÍ

O Complexo Cristalândia do Piauí é a unidade litoestratigráfica mais antiga da região e apresenta estruturação geral NE-SW. Suas faixas de ocorrência se entendem desde a Serra do Estreito, no extremo nordeste da área, até as imediações da cidade de Cristalândia do Piauí (Figura 3.2).

Os primeiros trabalhos sobre as rochas da unidade foram de Winge (1968), que as reuniu dentro de uma unidade nomeado Complexo Antigo, identificando litotipos que incluíam ortognaisses variados, paragnaisses e granitoides.

Arcanjo & Braz Filho (2001), por sua vez, nomearam a unidade como Complexo Gnáissico-Migmatítico, atribuindo-lhe de idade arqueana/paleoproterozoica, mais antigo que 2,04 Ga, relacionando entre suas rochas gnaisses bandados intercalados com rochas metabásicas-metaultrabásicas, migmatitos, ortognaisses cisalhados e porfiroclásticos, todas eminentemente ortoderivadas, contendo pontualmente restos de sequências paraderivadas.

Os litotipos que compõem o complexo são descritos nas unidades Ortognaisse Vereda e Ortognaisse Caraíbas, assim como em associações informais não nomeadas, que incluem Ortognaisses e Migmatitos, Metatonalitos e Orto-Anfibolitos, Paragnaisses e Ultramafitos.

3.1.1. Ortognaisse Vereda (A4yv)

Essa unidade foi primeiramente descrita e individualizada no trabalho de Sousa et al. (2017) na Folha Rio Paraim, mais precisamente em Lagoa Nova no município de Parnaíba – PI, onde ocorre como um corpo isolado em meio às rochas do Complexo Cristalândia do Piauí.

Suas rochas apresentam estruturas internas dobradas e com foliação verticalizada, orientada segundo a direção Norte-Sul. A mineralogia inclui principalmente biotita, muscovita, feldspatos potássicos e plagioclásio, que indica composição modal de um sienogranito, no caso um metassienogranito milonitizado (Figura 3.3A e B). A coloração da rocha é cinza rosada, com granulação grossa e textura milonítica foliada.

Sousa *et al.* (2017) obtiveram idades neoarqueanas para essa unidade, pelo método U-Pb, definindo uma idade de cristalização de 2,52 Ga e um evento metamórfico em 2,21 Ga. Esta segunda idade pode ser relacionada à orogênese riaciana-orosiriana presente em todo o embasamento paleoproterozóico.

No trabalho de Souza *et al.* (2017) essa unidade é interpretada como um *mega-enclave xenolítico*, por apresentar foliação discordante e idade muito superior às demais rochas da região.

3.1.2. Ortognaisses e Migmatitos (PP2com)

Essa unidade é representada por gnaisses ortoderivados, geralmente augen-gnaisses milonitizados de composição sieno a monzogranítica, coloração cinza a rosa, geralmente com cristais oclares de feldspato

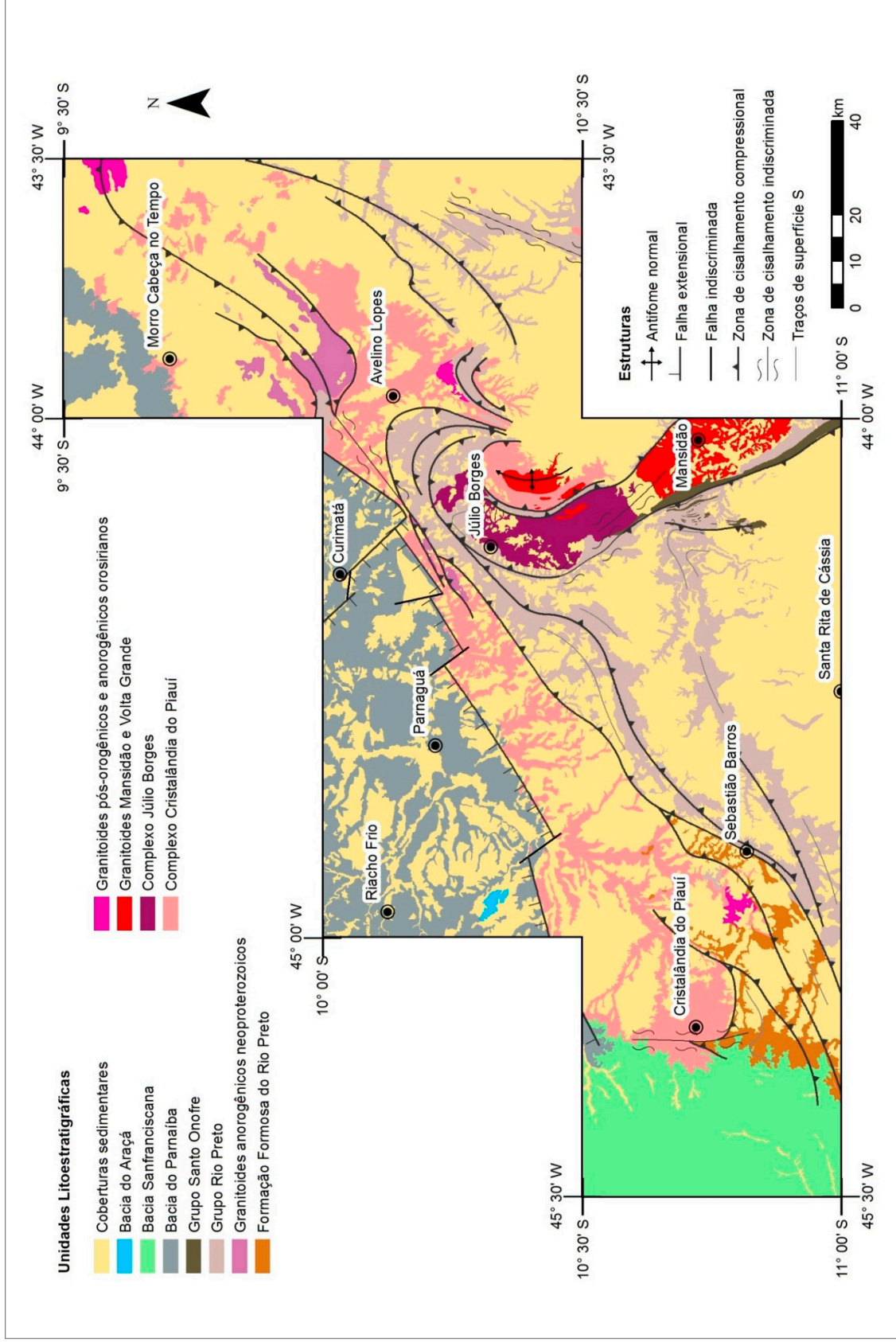


Figura 3.1 - Mapa simplificado das unidades do projeto.

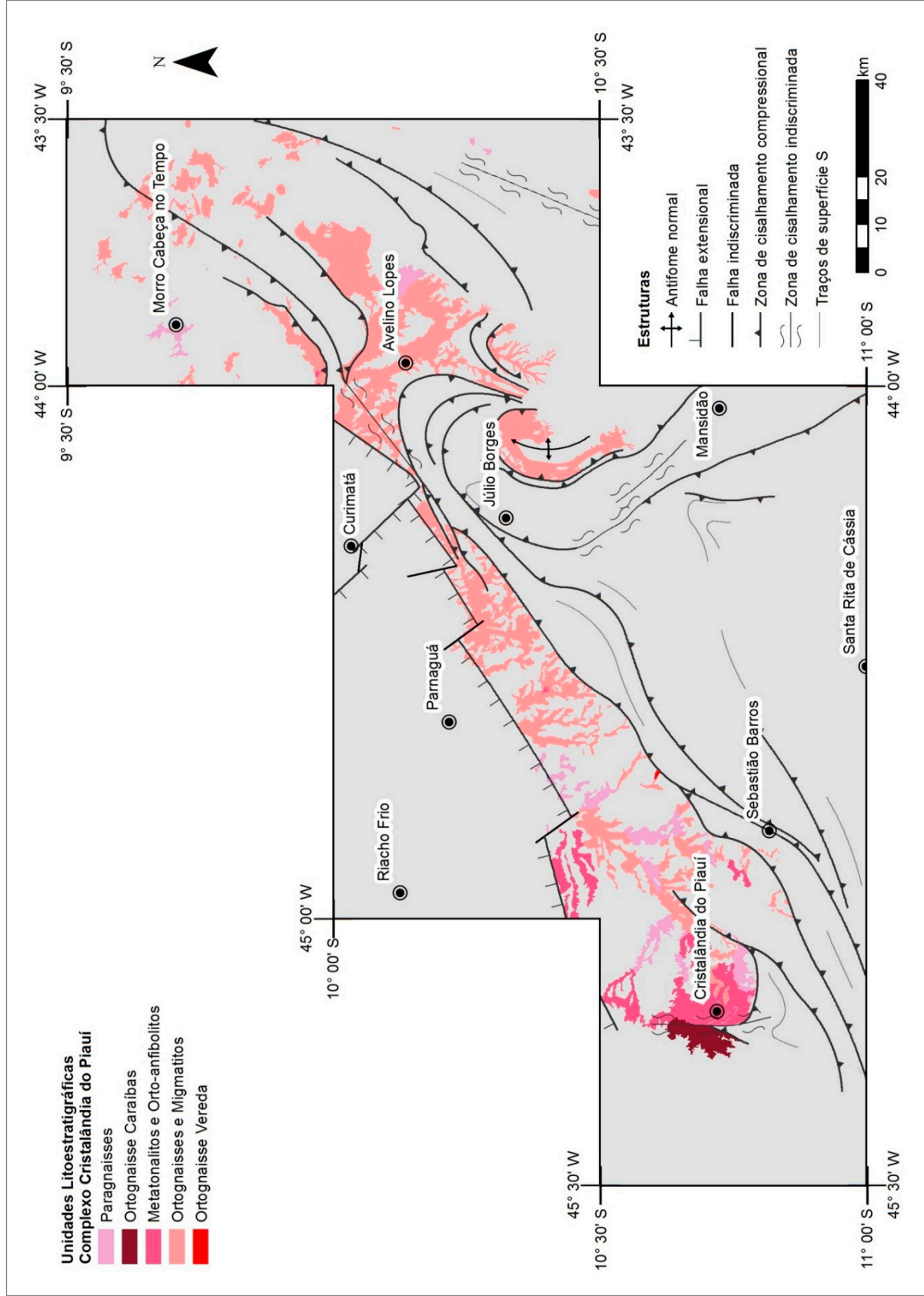


Figura 3.2 - Mapa simplificado das unidades do projeto.



Figura 3.3 - Aspecto geral do afloramento onde o Ortognaisse Vereda foi definido. (A) Visão geral do afloramento; (B) destaque para as faixas milimétricas máficas e feldspáticas.

potássico (Figura 3.4A e B). Observa-se que a unidade foi intensamente deformada e metamorfizada em fácies anfibolito superior.

Essa associação litológica geralmente aflora na forma de matacões alongados proeminentes, geralmente formando cabeças de Lx, ou seja, tendem a formar lajedos pontudos segundo a orientação da lineação de estiramento mineral.

Petrograficamente suas rochas apresentam textura porfiroblástica, com augens ou feldspatos oclares estirados, de aproximadamente 3 cm, entremeados a uma pronunciada foliação. A matriz fina apresenta textura granolepidoblástica e geralmente é rica em biotita. As rochas podem ser classificadas como epidoto-biotita augen gnaisses de composição variando entre sieno e monzogranítica. Epidoto é identificado formando cristais prismáticos associado com a biotita enquanto o quartzo ocorre recristalizado, com extinção ondulante e contatos retos, tendendo a formar mosaicos. O feldspato potássico, que forma os cristais porfiroblásticos, são pouco maclados e apresentam inclusões de plagioclásio (pertita). Frequentemente ocorrem estirados ao longo da foliação devido a milonitização. O plagioclásio ocorre em cristais pouco maclados. Minerais acessórios são representados por titanita, apatita e zircão.

A associação mineralógica observada em lâmina delgada é composta por quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda, epidoto e feldspato potássico. Essa paragenese indica pico metamórfico de fácies anfibolito médio a superior, associado com retrometamorfismo em fácies xisto verde.

A deformação das rochas é marcada por intenso redobramento, onde se nota a presença de um estiramento mineral, inclusive demonstrada pelo estiramento dos porfiroblastos de feldspato potássico, e de aparentes dobras em bainha achatadas, indicando deformação no regime dúctil, com vergência das estruturas de sul

para norte. Em alguns locais a taxa de deformação é tão elevada que resultam faixas miloníticas paralelizadas à foliação pretérita, assim como estiramentos pronunciados levando à formação de tectonitos do tipo L.

Intensa milonitização e migmatização são observadas, principalmente nas regiões próximas às grandes zonas de cisalhamento compressionais, como, por exemplo, na vereda São José ou Macapá, nos arredores da Fazenda Golfos, onde são encontrados grandes lajedos de migmatitos.

Esses lajedos migmatíticos são destacáveis pela presença de grandes xenólitos/paleossomas de rocha não fundida (Figura 3.4C e D), geralmente compostos por granada anfibolitos bandados, apresentando dobras intrafoliais sem raízes. O neossoma é composto por grandes bolsões de álcali-feldspato granito, que apresentam cristais de feldspato potássico de 2 cm de comprimento em matriz majoritariamente composta por quartzo e muscovita.

Estudos geocronológicos nas rochas da unidade foram realizados por Sousa et al. (2017) que dataram amostras de meta-granodioritos da localidade Pitombas pelo método U-Pb LA (laser ablation)-ICPMS (inductively coupled plasma mass spectrometry), obtendo as idades de 2222 ± 11 Ma e 1998 ± 8 Ma, sendo relacionadas, respectivamente, à idade de cristalização da unidade e a um evento tectono-metamórfico Orosiriano.

A assinatura geofísica dessa unidade é marcada pela resposta intensa na aerogamaespectrometria, indicando altos valores de tório, urânio e potássio e na aeromagnetometria apresenta-se moderadamente magnética.

A partir dos dados de litogeoquímica, as rochas desta unidade foram separadas em três grupos (PP2com1, PP2com2 e PP2com3). A classificação baseada nos diagramas TAS, AFM e A/CNK – A/NK (Figura 3.5A, B e C) para esses grupos foi:

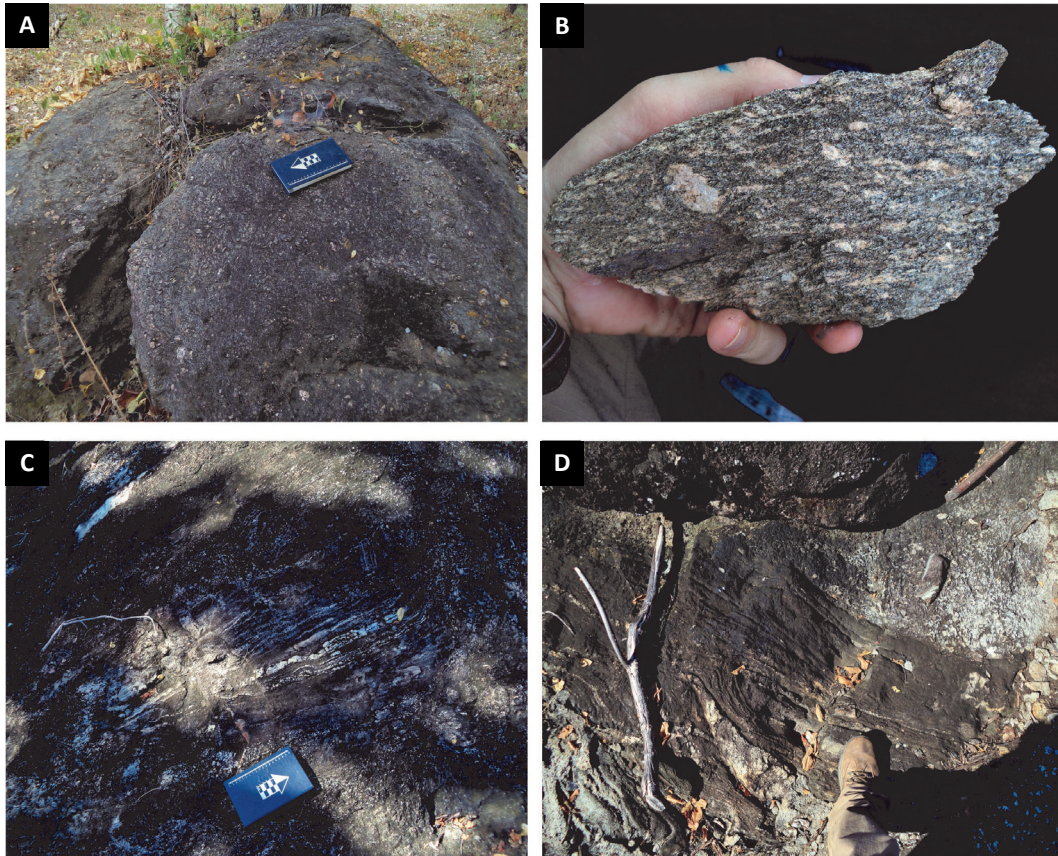


Figura 3.4 - Aspecto geral do afloramento onde o Ortognaise Vereda foi definido. (A) Visão geral do afloramento; (B) destaque para as faixas milimétricas máficas e feldspáticas.

- Grupo PP2com1: rochas ácidas subalcalinas toleíticas, peraluminosas a metaluminosas;
- Grupo PP2com2: rochas ácidas subalcalinas cálcio-alcalinas, metaluminosas a peraluminosas;
- Grupo PP2com3: rochas ácidas subalcalinas cálcio-alcalinas e peraluminosas.

Observando os diagramas multielementares relacionados a elementos traços normatizados de manto primitivo e elementos terras raras normatizados de condrito (Figura 3.6A e B), conclui-se que as rochas dessa unidade apresentam anomalias negativas em Cs, Nb, Ta, P, Ti e positivas em Ba, Th, U, La, Pb, Zr, Dy.

No diagrama $Y+Nb$ vs. Rb (Figura 3.7A) os granitos dos grupos PP2com2 e PP2com3 estão relacionados a arcos vulcânicos (VAG), enquanto as rochas do grupo PP2com1 relacionadas tanto a granitos intraplaca (WPG) como a granitos de arcos vulcânicos (VAG), mas compartilhando características de granitos pós-orogênicos.

Segundo o diagrama Ta/Yb vs. Th/Yb (Figura 3.7B), quase todas as rochas dos agrupamentos supracitados, de modo geral, estão majoritariamente entre os campos de margem continental ativa (ACM) e de zona vulcânica intraplaca (WPVZ). A exceção fica com as rochas do grupo PP2com2, que tem parcela significativa

de suas amostras plotadas no campo das rochas de arcos oceânicos.

No diagrama $Zr+Nb+Ce+Y$ vs. $FeOt/MgO$ (Figura 3.7C) observa-se uma clara distinção entre as rochas do grupo PP2com1, que estão no campo de granitos anorogênicos (A), enquanto àquelas dos grupos PP2com2 e PP2com3 no campo relacionados aos granitos do tipo I e S.

No diagrama ternário $Rb/30 - Hf - 3xTa$ (Figura 3.7D) observa-se que as rochas de todos os agrupamentos estão relacionadas a arcos vulcânicos, indicando consistência composicional com rochas relacionadas a esse ambiente.

Já no diagrama $R1$ vs. $R2$ (Figura 3.7E) as rochas dos grupos PP2com1 e PP2com2 são relacionados a rochas sin a tardi-orogênicas, enquanto àquelas dos grupos PP2com3 e PP2coa3 afinidades com rochas sincolisionais e pré-colisionais.

O comportamento nos gráficos sugere que o grupo PP2com1 não apresenta característica que corrobore para seu correto enquadramento geotectônico. Nestes mesmos gráficos, os grupos PP2com2 e PP2com3 mostram comportamento diverso, com o primeiro sugerindo em assinatura de ambiente de arco vulcânico sin a tardi-colisional, enquanto as rochas do grupo PP2com3, de arco vulcânico pré a sin-colisional.

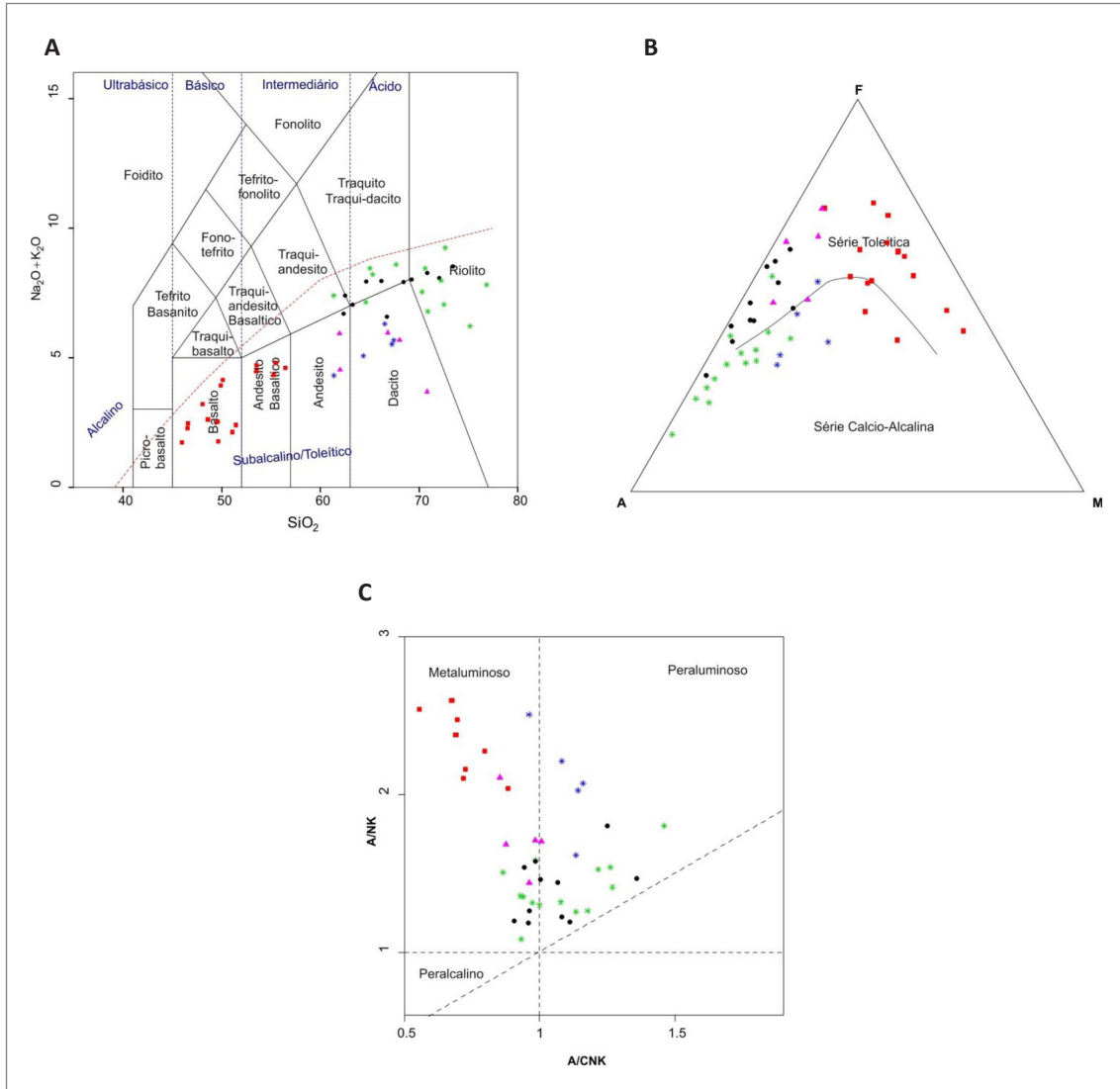


Figura 3.5 - Amostras plotadas nos gráficos: (A) diagrama TAS (Le Bas et al., 1986); (B) diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); (C) diagrama A/CNK – A/NK (Maniar & Picolli, 1989). Simbologia: PP2com1 – ●; PP2com2 – *; PP2com3 – *; PP2coa1 e 2 – ■; PP2coa3 – ▲.

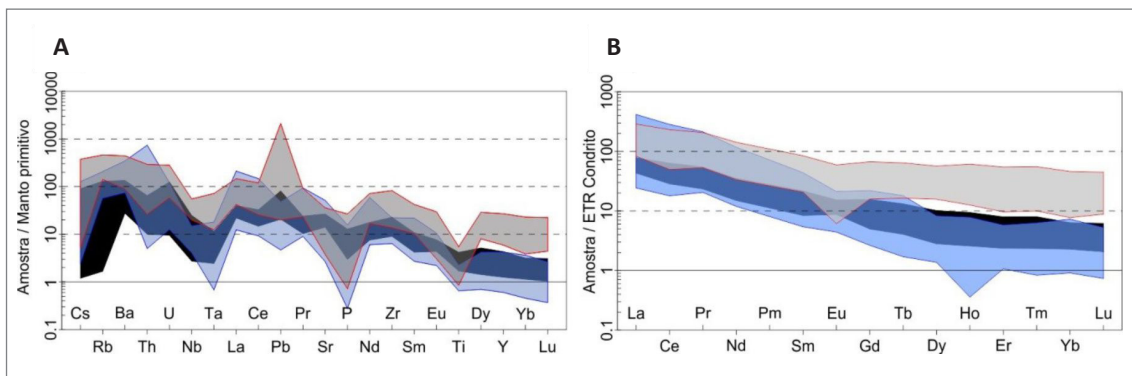


Figura 3.6 - Gráficos multi-elementares normalizados: (A) de manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) e (B) ETR normalizados de condritos (Nakamura, 1974). Simbologia: PP2com1 – cinza, PP2com2 – azul e PP2com3 – preto.

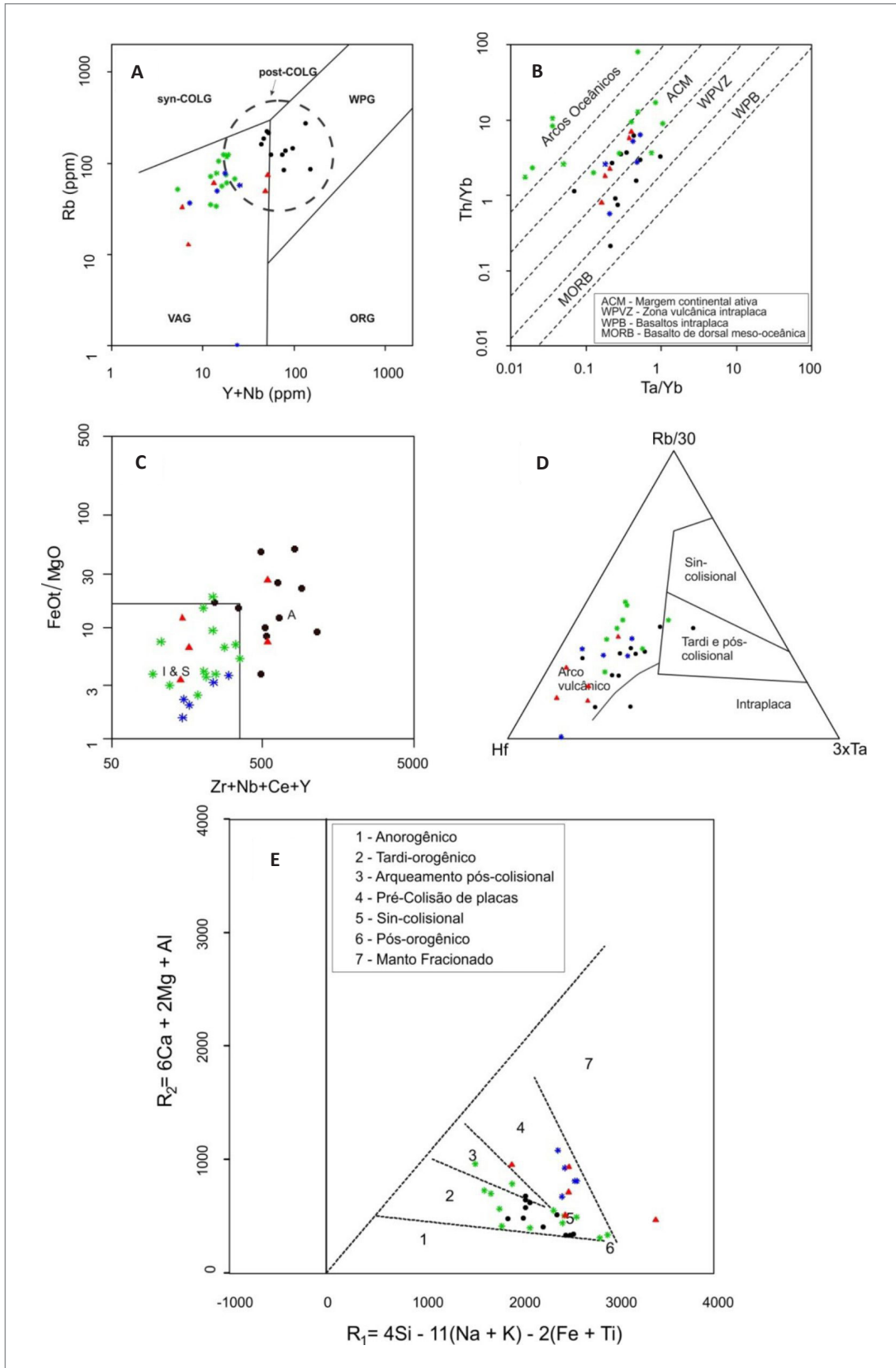


Figura 3.7 - Diagramas de classificação geotectônica: (A) Y+Nb – Rb (Pearce, 1996 modificado de Pearce et al., 1984), (B) Ta/Yb – Th/Yb (Shandl & Gorton, 2002), (C) Zr+Nb+Ce+Y – FeOt/MgO (Whalen, 1987), (D) Rb/30 – Hf – 3xTa (Harris et al., 1986) e (E) R1 – R2 (Batchelor & Bowden, 1985). Simbologia: Simbologia: PP2com1 – ●; PP2com2 – *; PP2com3 – *; PP2coa3 – ▲.

3.1.3. Metatonalitos e Orto-Anfibolitos (PP2coa)

Os litotipos predominantes dessa unidade são gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica associados a rochas metabásicas, principalmente anfíbolitos, com suas faixas de ocorrência distribuídas de forma ampla pelos municípios de Cristalândia do Piauí, Corrente e Parnaíba (PI).

Os gnaisses são de coloração cinza claro esbranquiçado a cinza médio esverdeado até levemente rosados, bandados, com essa estrutura marcada pela alternância entre bandas félsicas centimétricas a decimétricas, com até 30 cm de espessura, compostas por quartzo e feldspato, e bandas máficas de mesma ordem de espessura constituídas por hornblenda, biotita e em menor proporção plagioclásio (Figura 3.8A e C). Localmente ocorrem níveis sulfetados em meio as banda máficas, formados por pequenos cristais de calcopirita (Figura 3.8B).

Geralmente, os gnaisses apresentam níveis de *boudins* ao longo da foliação principal devido à deformação compressiva, na mesma direção da lineação de estiramento (*Lx*), e dobras assimétricas no bandamento gnáissico denotando vergência de sul para norte. Além dessas deformações, são notadas em diversos afloramentos dobras intrafoliais e padrão de domos e bacias correspondentes às fases pretéritas de deformação, indicando intenso redobramento regional.

Petrograficamente, os gnaisses bandados apresentam textura granolepidoblástica fina a localmente média. São compostos principalmente por quartzo subidioblástico, plagioclásio subidioblástico, de composição oligoclásica, mostrando maclas difusas, por vezes fraturados e ou partidos, hornblenda verde azulada, idio a subidioblástica, poiquilítica, em cristais de até 2 mm de comprimento, geralmente orientados conforme a foliação. A biotita possui coloração marrom, com até 2 mm, em geral orientada e localmente alterada para clorita. O epidoto é fino, levemente amarelado, idiomórfico e ocorre disseminado. A granada é rósea e está dispersa em finos grãos, quase sempre anedrais, localmente poiquilíticos com inclusões

de epidoto e quartzo. Os acessórios são opacos anedrais, apatita, rutilo e allanita.

Os anfíbolitos, petrograficamente, apresentam textura granonematoblástica, fina a média, sendo formados basicamente por hornblenda e plagioclásio, com mineralogia acessória incluindo quartzo, granada, opacos epidoto e titanita. Hornblenda apresenta cor verde azulada e ocorre sob forma de prismas alongados conforme à foliação. Cristais idio a subidioblásticos de plagioclásio (oligoclásio-andesina) ocorrem levemente alongados segundo a foliação (Figura 3.9E e F) e mostram zoneamento e maclas polissintéticas difusas. O quartzo é xenoblástico, enquanto o epidoto ocorre na forma de prismas. Opacos estão disseminados na textura e frequentemente mostram-se rodeados por titanita. Podem ocorrer localmente porfiroblastos de granada pré a sintectônicos de até 3 mm, de contorno irregular e com inclusões de quartzo, plagioclásio e epidoto (Figura 3.9A, B, C e D). Sousa *et al.* (2017) definiu essa litofácies como rochas metavulcânicas máficas, na localidade Jacu, no município de Sebastião Barros (PI) e no município de Parnaíba (PI).

Em alguns afloramentos pode-se verificar que as rochas sofreram epidotização, com grande parte dos plagioclásios presentes substituídos por epidoto, imprimindo as rochas forte coloração verde.

Datações geocronológicas realizadas pelo método U-Pb LA (*laser ablation*)-ICPMS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*) em epidoto anfíbolitos (Souza *et al.*, 2017), indicaram idade de cristalização de 2000 Ma, alocando essa unidade no Orosiriano.

As paragêneses minerais descritas nas rochas da unidade indicam que o metamorfismo regional atingiu fácies anfíbolito (provavelmente com pico metamórfico em fácies anfíbolito superior) com retrometamorfismo em fácies epidoto-anfíbolito.

A classificação geoquímica das rochas da unidade resultou na sua divisão em quatro grupamentos, sendo três (PP2coa1, PP2coa2, PP2coa3) com composição francamente de tendência básica até ácida, com caráter subalcalino toleítico e metaluminoso (Figura 3.5A, B e C). O quarto grupo (PP2coa4), também abrangendo rochas



Figura 3.8 - (A) Vista geral de afloramento de orto-anfíbolitos com bandamento gnáissico característico; (B) Detalhe para bandas sulfetadas com cristais de calcopirita em destaque; (C) Detalhe do aspecto do granada-anfíbolitos.

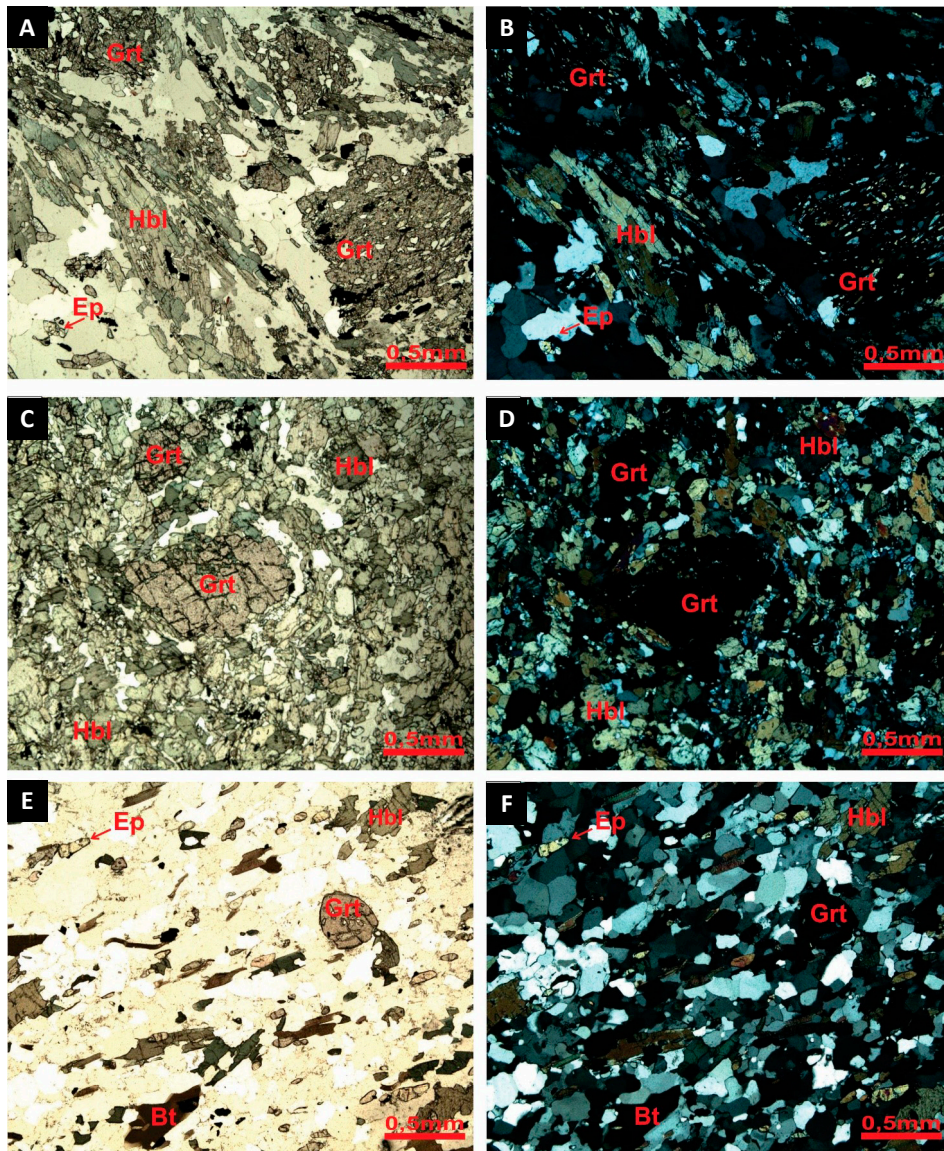


Figura 3.9 - Aspectos em lâmina delgada dos orto-anfibolitos da unidade: (A) e (B) Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando cristais poiquilíticos sintectônicos de granada em meio a matriz parcialmente contornados pela foliação com inclusões de quartzo, biotita e epidoto; (C) e (D) Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando cristais poiquilíticos de granada pos-tectônicos em meio à matriz rica em hornblenda; (E) e (F) Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando banda rica em quartzo e plagioclásio. Abreviações: Hbl – hornblenda, Ep – epidoto, Grt – granada e Bt - biotita.

metamáficas, no caso ortoanfibolitos, no diagrama AFM (Figura 3.10) indicou composições de basaltos komatiíticos a basaltos toleíticos de alto ferro.

Com base nos diagramas multielementares (Figura 3.11), as rochas dos grupos PP2coa1, PP2coa2 e PP2coa3 apresentam anomalias positivas em Ba, Th, La, Pb, Nd e negativas em Cs, Rb, Nb, Ta, P, Ti. Já os orto-anfibolitos dessa unidade apresentam anomalias (Figura 3.12) positivas em Th, U, La, Pb, Nd, Sm, Dy e negativas em Rb, Nb, Ce, Sr, Zr, Eu, Ti, Yb.

Os ambientes tectônicos preconizados para três dos quartos grupamentos de rochas da unidade (PP2coa1, PP2coa2, e PP2coa4) de acordo com diagramas litogeoquímicos (Figura 3.13 e Figura 3.14) seriam:

- As rochas do grupo PP2coa1 podem ser classificadas como transicionais entre basaltos cálcio-alcálicos relacionadas a arcos vulcânicos e basaltos toleíticos de intraplacas. Segundo a classificação de Pearce (1996) apresentam comportamento de rochas possivelmente relacionadas a zonas de colisão;
- As rochas dos grupos PP2coa2 e PP2coa4 podem ser classificadas como basaltos cálcio-alcálicos relacionadas a arcos vulcânicos de acordo com o Diagrama de Wood *et al.*, 1980. Essa classificação é corroborada por Pearce (1996), ao defini-las como relacionadas a zonas de colisão.

De acordo com a Figura 3.7B as rochas do grupo PP2coa3, por sua vez estão no campo de margem

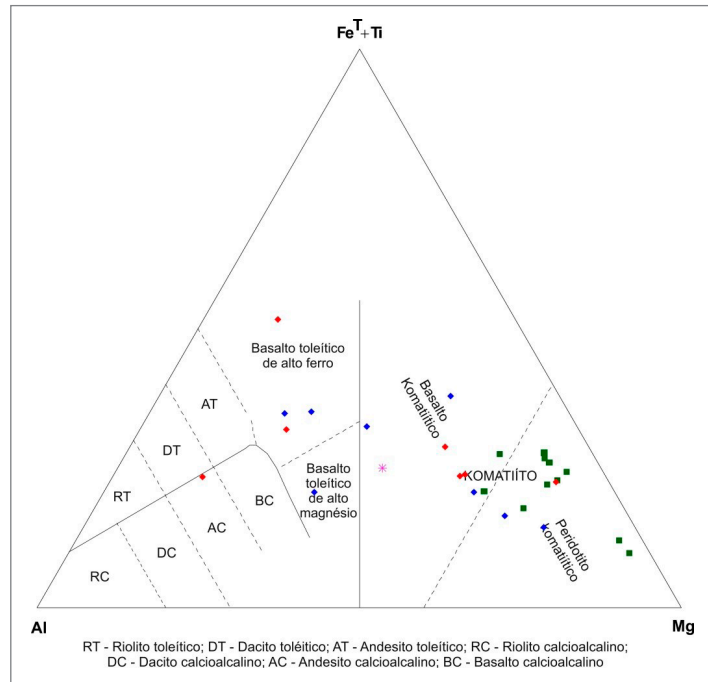


Figura 3.10 - Diagrama ternário AFM (Jensen,1976) para as rochas máficas e ultramáficas. Simbologia: PP2coa4 – ◆; PP2cum – ■; PP2jum – ◆; PP2γ2vgum – *.

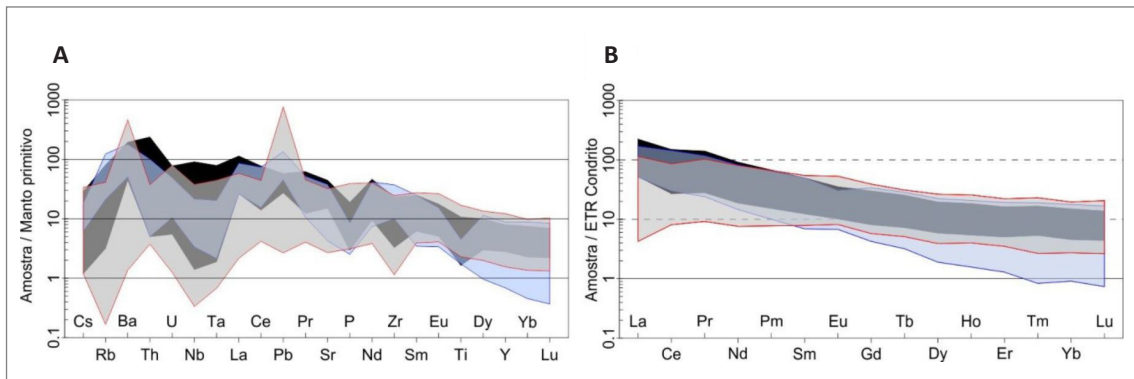


Figura 3.11 - Gráficos multi-elementares normalizados: (A) de manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) e (B) ETR normalizados de condritos (Nakamura, 1974). Simbologia: PP2coa1 - cinza, PP2coa2 - preto e PP2coa3 - azul.

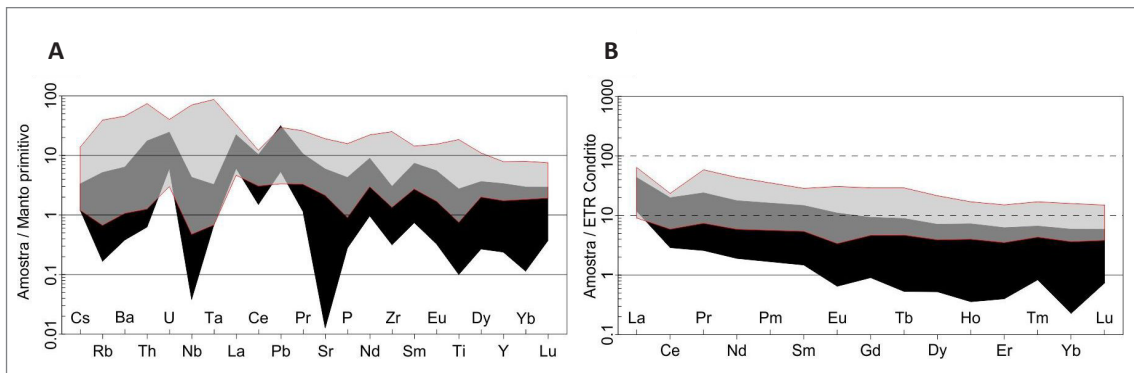


Figura 3.12 - Gráficos multi-elementares normalizados: (A) de manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) e (B) ETR normalizados de condritos (Nakamura, 1974). Simbologia: PP2coa4 + PP2jum – cinza e PP2cum – preto.

continental ativa (ACM), indicando composição e comportamento geoquímico característico desse ambiente. Já no diagrama Zr+Nb+Ce+Y vs. FeOt/MgO (Figura 3.7C), por sua vez, as rochas do conjunto PP2coa3 mostram comportamento análogo tanto a de magmatitos do tipo I como do tipo S.

As rochas do grupo PP2coa3 estão relacionadas a ambientes de arcos vulcânicos (Figura 3.7D), enquanto no diagrama R1 vs. R2 de Batchelor & Bowden (1985) (Figura 3.7E) elas são classificadas como sendo de ambientes sin-colisional a pré-colisional, com características de rochas de ambiente convergente.

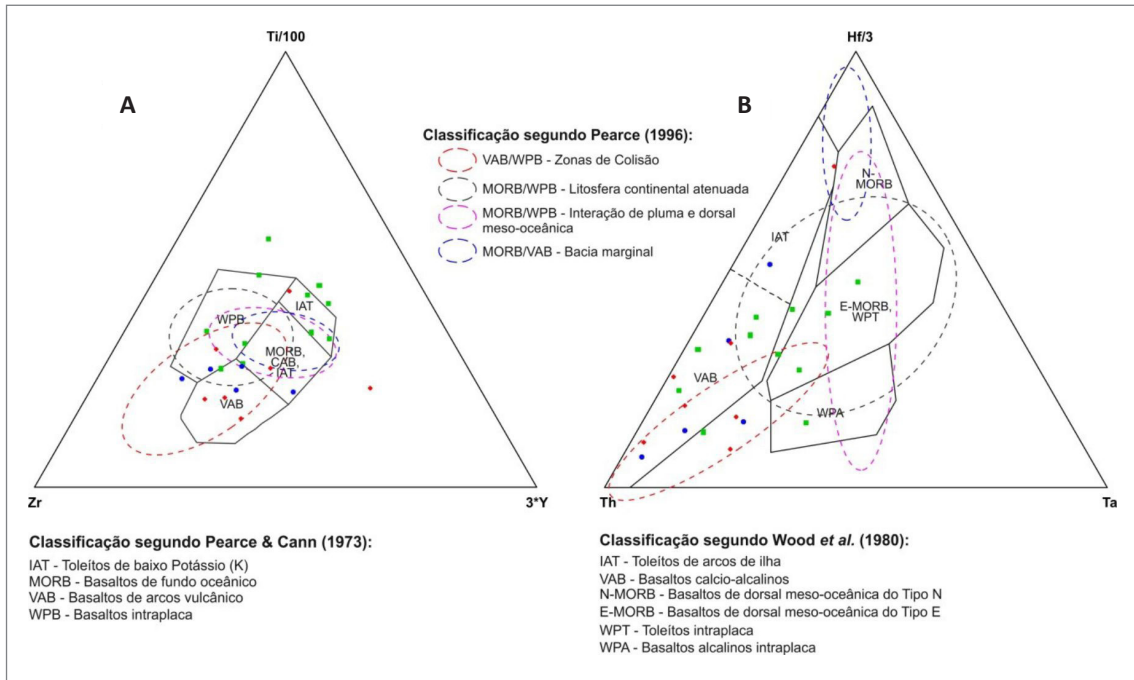


Figura 3.13 - Diagramas (A) Ti/100 – Zr – 3*Y (Pearce & Cann, 1973) e (B) Hf/3 – Th – Ta (Wood et al., 1980), associado a releitura desses proposta por Pearce (1996). Simbologia: PP2coa1 – ■; PP2coa2 – ◆ e PP2coa4 – ◆.

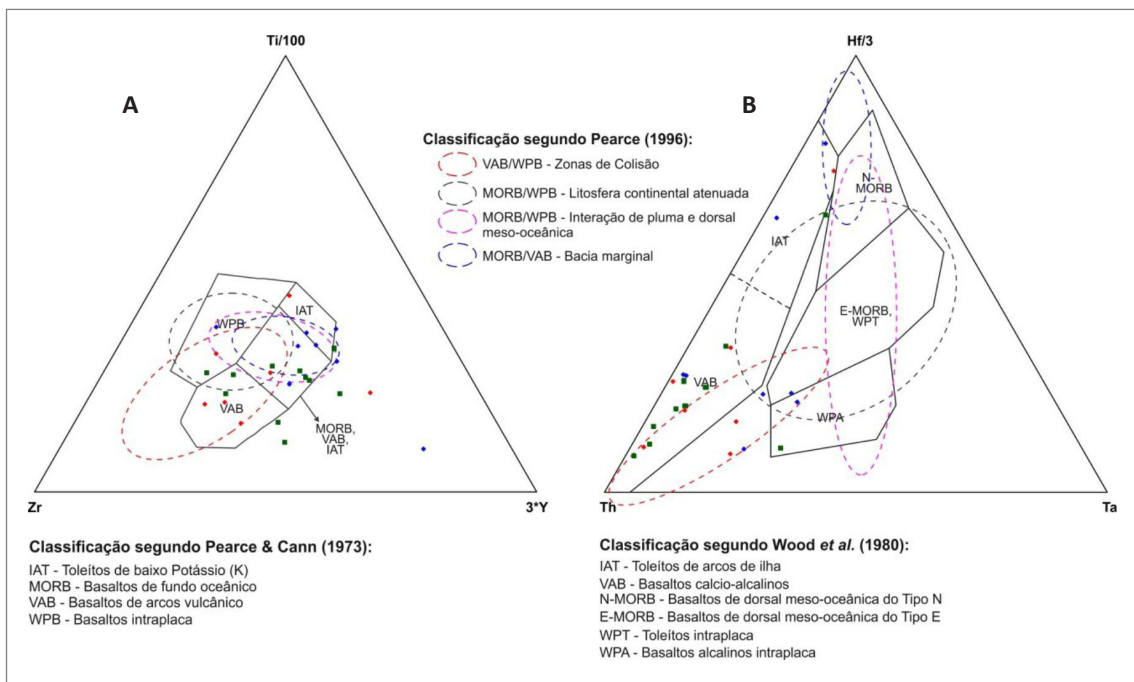


Figura 3.14 - Diagramas (A) Ti/100 – Zr – 3*Y (Pearce & Cann, 1973) e (B) Hf/3 – Th – Ta (Wood et al., 1980), associado a releitura desses proposta por Pearce (1996). Simbologia: PP2cum – ■, PP2coa4 – ◆ e PP2jum – ◆.

3.1.4. Ortognaisse Caraíbas (PP2gca)

O termo Ortognaisse Caraíbas é utilizado neste trabalho para definir os ortognaisses que ocorrem a oeste da cidade de Cristalândia do Piauí (PI). São gnaisses de composição predominantemente monzo a granodiorítica, de coloração rósea acinzentada clara, leucocráticos, porfíricos, com fenocristais de feldspato potássico de até 3 cm sobressaindo em matriz média a grossa (Figura 3.15A e B). A textura é granolepidoblástica, bem foliada e por vezes milonitizada (Figura 3.15B).

Petrograficamente os ortognaisses, de modo geral, apresentam porfiroblastos arredondados de microclínio e plagioclásio, de tamanho médio a grosso (1 mm a 1 cm) podendo chegar até 3 cm, envoltos por uma matriz composta por feldspatos, quartzo e feixes de minerais micáceos (Figura 3.16B). Ocasionalmente pode ser observado texturas simplectíticas formadas por intercrescimento de quartzo e plagioclásio nas bordas de fenocristais de microclínio (Figura 3.16A). Os porfiroclastos de microclínio (Figura 3.16C e D) exibem extinção ondulante leve, maclas em xadrez, pertitas em finas estrias. Os porfiroclastos de plagioclásio possuem maclas polissintéticas difusas a imperceptíveis, algumas antipertitas, extinção ondulante leve e estão recobertos por um pontilhado de sericita. Na matriz os feldspatos são de modo geral idioblásticos finos a muito finos, enquanto que o quartzo tende a ocorrer em lentes orientadas segundo a foliação, onde seus grãos apresentam-se xenoblástico e com extinção ondulante. Os componentes micáceos são geralmente representados por biotita marrom. Opacos anedrais e finos grãos de epidoto constituem lentes ou feixes descontínuos e ondulados orientados segundo a foliação da rocha.

Na localidade de Buritizinho, próximo ao Riacho do Sumidor, no município de Cristalândia do Piauí – PI, ocorre um biotita monzogranito foliado típico dessa unidade. Na amostra coletada no local (RB-071) foram selecionados grãos de zircão transparentes e incolores que foram analisados pelo método U-Pb LA (*laser ablation*)-ICPMS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*) (Figura 3.17).

O diagrama da concórdia da Figura 3.18 mostra todos os pontos plotados com base nos dados mais concordantes para realizar o cálculo da(s) idade(s). Dos 27 pontos analisados, 22 apresentaram erro analítico, conteúdo de chumbo comum e discordância dentro de parâmetros aceitáveis (<5%, <3% e inferior a 10%, respectivamente) (Tabela 3.1; Takenaka & Rodrigues, 2017).

A idade concórdia com 06 pontos apresentou o valor de 2093 ± 6 Ma (Figura 3.18). Considerando as razões Th/U, estruturas internas dos cristais de zircão e o contexto geológico o valor obtido pode ser interpretado como da idade de cristalização ígnea desta rocha que corresponderia à orogênese riaciana-orosiriana (Takenaka & Rodrigues, 2017). Essa idade é correlacionável com as idades adquiridas por Aquino & Batista (2011), Caxito *et al.* (2015) e Sousa *et al.* (2017).

O intercepto inferior de 596 ± 65 Ma é indicado como a idade do metamorfismo regional que atingiu todas as rochas no Evento Brasileiro. Esse metamorfismo é responsável pela atual estruturação metamórfica e deformacional presente na região.

3.1.5. Paragnaisses (PP2cpg)

Aquino & Batista (2011) e Sousa *et al.* (2017) descreveram a unidade paraderivada como uma sucessão de paragnaisses intercalados com delgadas bandas ferríferas e níveis de metamáficas, metaultramáficas e calciossilicáticas. Essas rochas apresentam coloração cinza clara a esverdeada, foliação milonítica intensa e, em grande parte, estão migmatizadas.

Nos afloramentos estudados, essas paraderivadas estão geralmente representadas por gnaisses com bandamento composicional centimétrico (Figura 3.19A), marcado pela alternância entre bandas félsicas e máficas, registrando-se localmente a presença de pequenas bandas centimétricas de epidoto anfíbolito, sendo tais rochas consideradas como de natureza metabásica no trabalho de Sousa *et al.* (2017). Gnaisses calciossilicáticos e muscovita-quartzo xistos ocorrem localmente.



Figura 3.15 - (A) Detalhe para fenocristais de feldspato potássico parcialmente rotacionados no ortognaisse Caraíba de composição monzogranítica; (B) Porção totalmente milonitizada, mostrando fenocristais de feldspato alcalino totalmente estirados com movimentação sinistral; (C) Amostra da porção do corpo de composição granodiorítica.

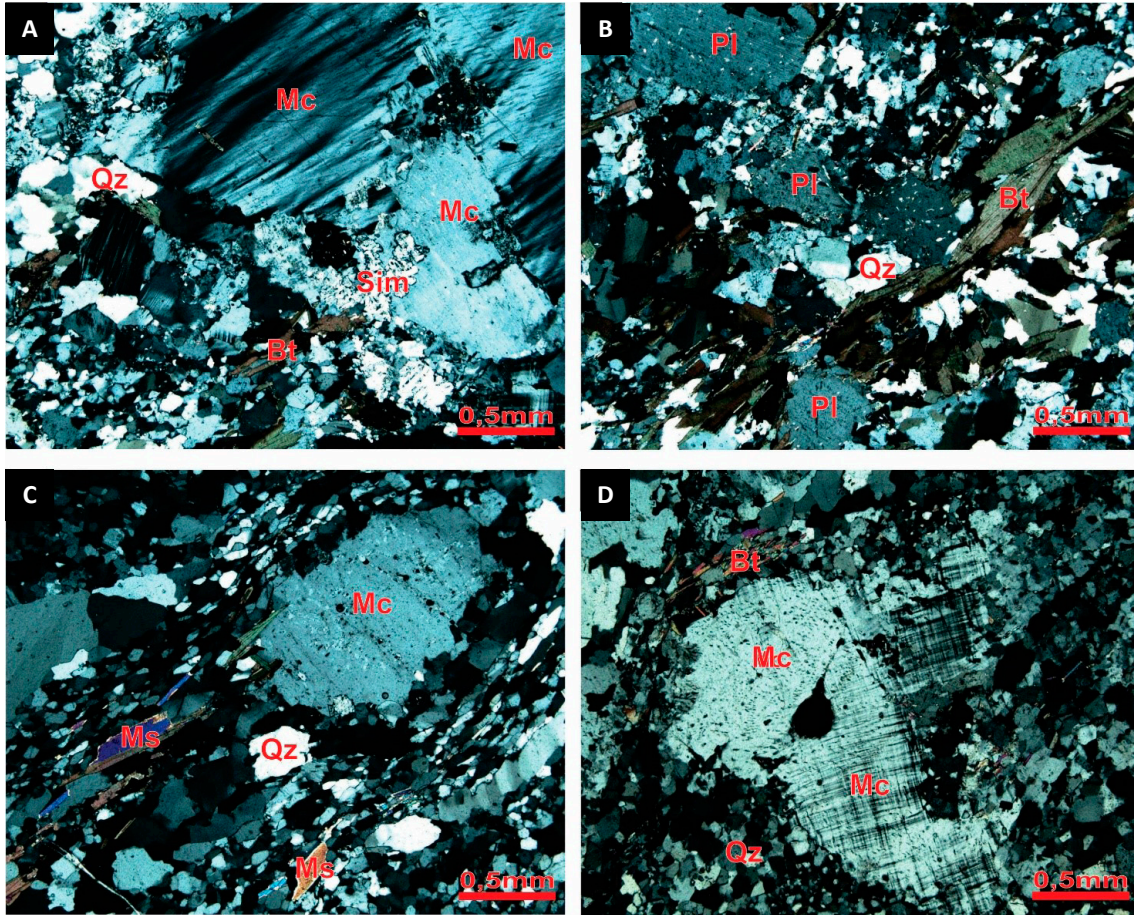


Figura 3.16 - Aspectos em lâmina delgada do Ortognaise Caraíbas: (A) Nicóis cruzados mostrando monzogranito com fenocristal de microclínio, com simplectitos (Sim) de plagioclásio+quartzo junto à borda; (B) Monzogranito mostrando cristais de plagioclásio sericitizados, quartzo xenoblástico e feixes de biotita orientada; (C) Porção milonitizada, mostrando porfiroclasto de microclínio envolto por matriz contendo feldspatos, lentes de quartzo e feixes de micas; (D) Fenocristal de microclínio envolto por matriz fina. Abreviações: Mc – microclínio, Qz – quartzo, Ms – muscovita, Bt – biotita, Pl – plagioclásio e Sim - simplectitos.

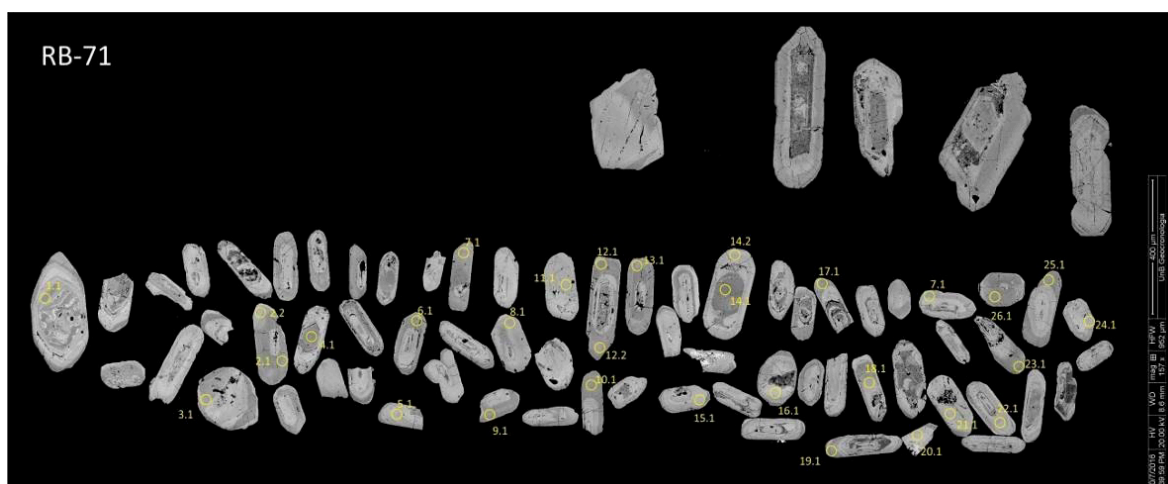


Figura 3.17 - Imagens de catodoluminescência mostrando a localização dos pontos analíticos nos grãos de zircão da amostra RB-071 (Takenaka & Rodrigues, 2017).

Tabela 3.1 - Dados analíticos U-Pb em zircão referentes à análise da amostra RB – 071 (Ortognaisse Caraíbas) mostrando os valores obtidos para cada ponto analítico (Takenaka & Rodrigues, 2017).

RB-071 - MONZOGRANITO (ORTOGNAISSE CARAÍBAS)																				
SPOT#	PB RAD.1 (PPM)	TH (PPM)	U (PPM)	TH/U	PB COMUM TOTAL (%)	RAZÕES			RHO ²	IDADES			CONC. ³	COMENTÁRIO						
						207PB/206U	1 S	207PB/235U		1 S	206PB/238U	1 S			207PB/235U	1 S	206PB/238U	1 S		
INTERCEPTO																				
3.1	87	32	243	0,13	1,4	0,1146	0,0031	3,3827	0,0985	0,214	0,0021	0,97	1,874	0,05	1,5	0,021	1,25	0,011	66	Intercepto
20.1	109	47	297	0,16	0,86	0,1155	0,0026	3,8982	0,0888	0,2448	0,0021	0,93	1,888	0,04	1,614	0,018	1,412	0,1	74	Intercepto
14.2	105	50	291	0,17	0,55	0,1165	0,0026	4,0971	0,0922	0,2551	0,0021	0,99	1,903	0,039	1,654	0,018	1,465	0,011	76	Intercepto
22.1	108	47	326	0,14	0,24	0,1163	0,0026	4,1898	0,088	0,2614	0,0025	0,93	1,899	0,04	1,672	0,017	1,497	0,013	78	Intercepto
27.1	80	31	242	0,13	0,62	0,1118	0,0027	4,5636	0,099	0,2805	0,0028	0,65	1,926	0,042	1,743	0,018	1,594	0,014	82	Intercepto
24.1	87	31	240	0,13	0,46	0,1239	0,0029	5,4166	0,1169	0,3171	0,0032	0,84	2,013	0,041	1,887	0,018	1,776	0,015	88	Intercepto
5.1	73	34	138	0,24	0,71	0,1201	0,0037	5,2581	0,1479	0,3174	0,0031	0,98	1,958	0,054	1,862	0,025	1,777	0,015	90	Intercepto
15.1	72	39	168	0,23	0,33	0,1251	0,0026	5,7707	0,1247	0,3346	0,0027	0,53	2,03	0,037	1,942	0,018	1,861	0,013	91	Intercepto
11.1	71	23	147	0,15	1,45	0,1249	0,0027	6,3387	0,1233	0,3682	0,0026	0,99	2,027	0,04	2,024	0,019	2,021	0,013	99	Intercepto
6.1	40	79	61	1,3	0,25	0,1258	0,0046	6,346	0,2174	0,3658	0,0046	0,93	2,04	0,064	2,025	0,03	2,01	0,022	98	Intercepto
26.1	47	75	71	1,06	0,22	0,1312	0,004	7,2101	0,1949	0,3985	0,005	0,53	2,114	0,052	2,138	0,024	2,162	0,023	102	Intercepto
25.1	67	101	105	0,97	0,16	0,1316	0,0035	7,2418	0,1746	0,3991	0,0045	0,61	2,119	0,046	2,142	0,021	2,165	0,021	102	Intercepto
12.2	66	119	97	1,22	0,18	0,1308	0,0035	7,2944	0,1818	0,4045	0,0038	0,88	2,109	0,046	2,148	0,022	2,19	0,017	103	Intercepto
9.1	33	57	52	1,1	1,26	0,1291	0,0047	7,1804	0,2343	0,4033	0,0049	0,66	2,086	0,064	2,134	0,03	2,184	0,023	104	Intercepto
10.1	39	63	60	1,05	0,18	0,1302	0,0042	7,3896	0,2258	0,4117	0,0047	0,44	2,101	0,055	2,16	0,027	2,223	0,021	105	Intercepto
23.1	51	93	83	1,12	0,62	0,1315	0,0039	7,4811	0,1974	0,4126	0,0052	0,95	2,118	0,052	2,171	0,024	2,227	0,024	105	Intercepto
Intercepto (continuação) / Concordia Age																				
21.1	88	29	181	0,16	0,07	0,1294	0,0028	6,7219	0,1447	0,3767	0,003	0,36	2,09	0,038	2,076	0,019	2,061	0,014	98	Intercepto / Concordia
19.1	100	147	182	0,81	0,38	0,1296	0,0029	6,8724	0,1559	0,3845	0,0033	0,68	2,093	0,04	2,095	0,02	2,097	0,015	100	Intercepto / Concordia
17.1	59	80	107	0,75	0,49	0,131	0,0037	6,8972	0,1861	0,3819	0,0039	0,67	2,111	0,049	2,098	0,024	2,085	0,018	98	Intercepto / Concordia

Tabela 3.1 - Dados analíticos U-Pb em zircão referentes à análise da amostra RB – 071 (Ortognaisse Caraíbas) mostrando os valores obtidos para cada ponto analítico (Takenaka & Rodrigues, 2017). (Continuação)

RB-071 - MONZOGRANITO (ORTOGNAISSE CARAÍBAS)																				
SPOT#	PB RAD. ¹ (PPM)	TH (PPM)	U (PPM)	TH/U	PB COMUM TOTAL (%)	RAZÕES				RHO ²	IDADES				CONC. ³	COMENTÁRIO				
						207Pb/206U	1 S	207Pb/235U	1 S		206Pb/238U	1 S	207Pb/235U	1 S			206Pb/238U	1 S		
12.1	51	55	89	0,62	0,05	0,1312	0,0034	6,9466	0,1746	0,3841	0,0036	0,72	2,114	0,045	2,105	0,022	2,095	0,017	99	Intercepto / Concórdia
18.1	95	98	163	0,6	0,12	0,1313	0,003	7,0065	0,1553	0,387	0,0032	0,48	2,115	0,039	2,112	0,02	2,109	0,015	99	Intercepto / Concórdia
13.1	77	191	104	1,83	0,12	0,1314	0,0034	7,0285	0,1765	0,388	0,0037	0,68	2,117	0,045	2,115	0,022	2,114	0,017	99	Intercepto / Concórdia
Herança																				
1.1	2	-1	1	-0,78	2,06	0,1844	0,004	14,1392	0,3058	0,5562	0,005	0,75	2,692	0,036	2,759	0,021	2,851	0,021	105	Herança
4.1	51	12	71	0,16	0,07	0,1868	0,0043	14,3872	0,3236	0,5585	0,0053	0,98	2,714	0,038	2,776	0,022	2,861	0,022	105	Herança
14.1	25	11	33	0,34	0,35	0,1991	0,0063	14,8787	0,4464	0,542	0,0076	0,58	2,819	0,051	2,808	0,028	2,792	0,031	99	Herança
Descartados																				
8.1*	65	129	94	1,36	0,37	0,129	0,0033	7,398	0,1867	0,4159	0,0039	0,93	2,085	0,045	2,161	0,023	2,242	0,018	107	Não utilizado no cálculo de idade
2.1*	56	82	85	0,96	0,29	0,1278	0,0045	7,6025	0,2455	0,4315	0,005	0,97	2,068	0,063	2,185	0,03	2,312	0,024	111	Não utilizado no cálculo de idade
7.1*	51	76	74	1,03	0,09	0,1308	0,0039	7,953	0,225	0,441	0,0048	0,72	2,109	0,054	2,226	0,027	2,355	0,021	111	Não utilizado no cálculo de idade
2.2*	112	141	179	0,79	0,13	0,1295	0,0028	8,0219	0,1744	0,4494	0,0036	0,38	2,091	0,037	2,233	0,019	2,393	0,016	114	Não utilizado no cálculo de idade
16.1*	48	15	152	0,1	15,21	0,0991	0,0026	2,4372	0,0692	0,1784	0,0017	0,86	1,607	0,053	1,254	0,019	1,058	0,009	65	Alto Pb comum

¹Valores de Pb radiogênico; ²Coefficiente de correlação; ³Concordâncias calculadas por (idade 206Pb/238U / idade 207Pb/206Pb)

* Pontos não utilizados no cálculo das idades.

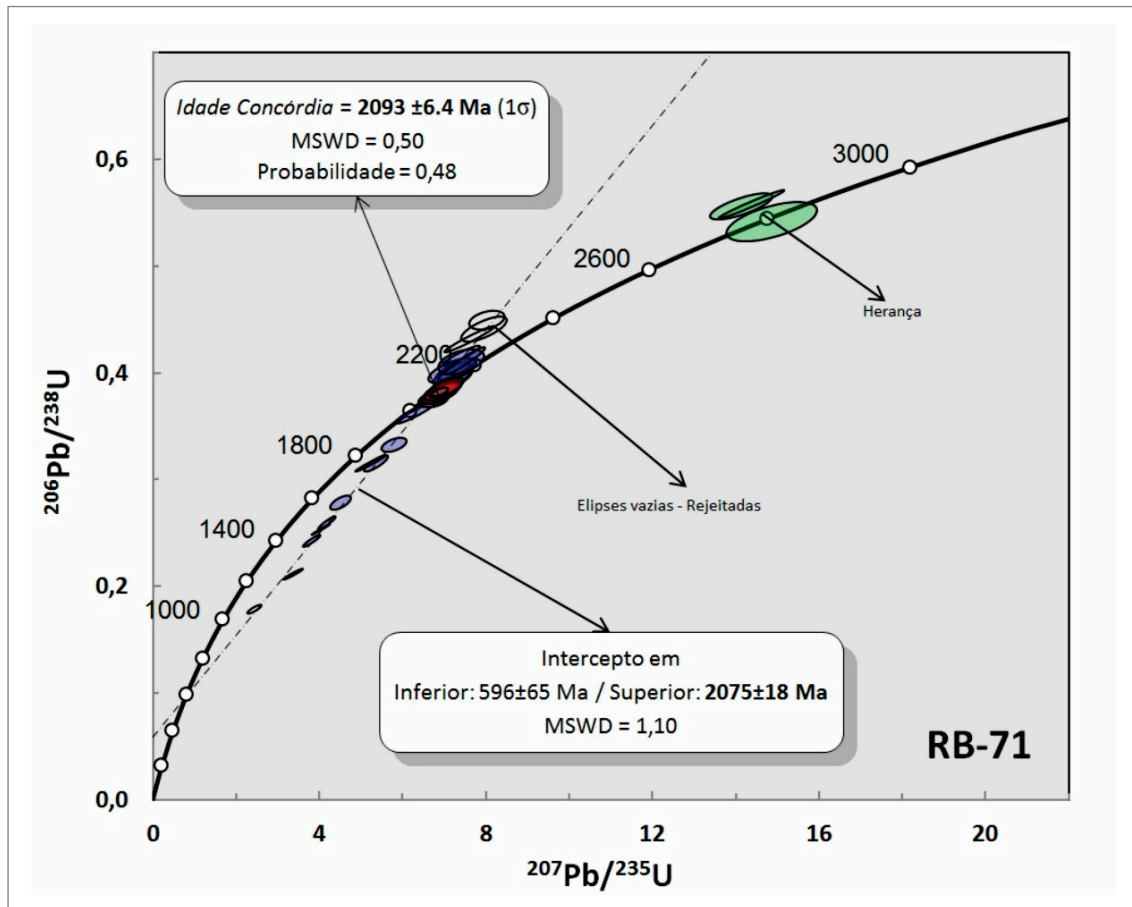


Figura 3.18 - Diagrama concórdia com a distribuição dos pontos da amostra RB – 071. As elipses preenchidas representam os dados concordantes e as vazias os discordantes. As elipses verdes são possivelmente grãos herdados, as vermelhas pertencem ao conjunto de dados da idade concórdia e as azuis o conjunto do intercepto (Takenaka & Rodrigues, 2017).

Os paragneisses apresentam granulação grossa, localmente com porfiroblastos de granada de 3 cm e textura variando de xenoblástica a granoblástica (Figura 3.19B e C), sendo também registrados localmente porfiroblastos xenoblásticos de cordierita em paragneisses granulizados (Figura 3.19D). Macroscopicamente as bandas máficas dos paragneisses são compostas por epidoto, quartzo, plagioclásio, biotita, granada e acessoriamente clinopiroxênio, estauroлита, cordierita, clorita, zircão e titanita, enquanto os níveis félsicos formadas por quartzo, feldspato potássico, granada, cordierita e muscovita.

Petrograficamente, os paragneisses são de granulação média a grossa, com textura variando de lepidogranoblástica a granoblástica. Quartzo ocorre como em cristais recristalizados, com contatos retos entre si. As muscovitas apresentam-se em lamelas orientadas, contendo biotita marrom associada. O epidoto é abundante e apresenta-se em cristais orientados associados com micas. Estauroлита foi observada em algumas lâminas associada a cianita, sinalizando essa paragénese a natureza da rocha a partir de protólitos pelíticos puros. A estauroлита ocorre sob forma de cristais poiquilíticos, amarelo-dourados, enquanto a cianita formando prismas

alinhados de até 3,5 mm de comprimento orientados segundo a foliação da rocha (Figura 3.20A, B, C e D). Em algumas rochas a granada apresenta-se como cristais porfiroblásticos, com inclusões de quartzo e epidoto, com núcleos pré-tectônicos e bordas sintectônicas. A cordierita apresenta-se localmente como cristais porfiroblásticos xenoblásticos com núcleos pré-tectônicos e bordas sintectônicas, podendo também ocorrer como cristais euedrais com geminação polissintética na forma de ponta de lança. Clinopiroxênio metamórfico ocorre como cristais xenoblásticos com inclusões de cordierita e quartzo (Figura 3.21A, B, C e D). Minerais opacos anedrais, submilimétricos, e películas de hidróxido de ferro ocorrem disseminados na textura. Grãos de rutilo, de turmalina verde e de apatita são observados de forma dispersa. A associação entre estauroлита, cianita, muscovita, quartzo e clorita, observada nas lâminas, é indicativa do pico metamórfico em fácies anfíbolito e retrometamorfismo em fácies xisto-verde (Figura 3.21A e B).

Os epidoto anfíbolitos constituem um dos litótipos mais representativos das metamáficas no âmbito da área de estudo. São rochas foliadas, com textura granonematoblástica, com mineralogia essencial a base de

hornblenda e plagioclásio, ocorrendo de forma acessória biotita e epidoto. Hornblenda e plagioclásio, assim como a biotita, ocorrem dispostos segundo níveis milimétricos alternados entre si. O plagioclásio constitui cristais idiomórficos, zonados e raramente maclados. A biotita é marrom alaranjada e também tende a se orientar conforme a foliação. Cristais idiomórficos de epidoto mostram preferência por ocorrer inclusos ou associados à biotita.

Outras rochas associadas aos paragneisses identificadas na área, notadamente na abrangência da folha Cabeça no Tempo, são granulitos com paragênese metamórfica típica de fácies granulito formada por clinopiroxênio, granada, cordierita e quartzo. Segundo Spear *et al.* (1999), a associação de cordierita e granada se dá a partir de temperaturas superiores a 750°C e pressões acima de 4 Kbar, indicando fácies metamórficas de anfibolito superior a granulito no metamorfismo *Barrowiano* (Figura 3.21).

Os litotipos da unidade estão intensamente dobrados, com as zonas mais deformadas retratadas pela presença de dobras intrafoliais, em laço e bainha, podendo apresentar eventualmente porções com fusão parcial, indicando o ápice da transposição tectônica associada

a elevados gradientes de temperatura, pressão e deformação coaxial.

Sousa *et al.* (2017) realizaram a datação em paragneisses dessa unidade pelo método U-Pb LA (*laser ablation*)-ICPMS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*) na localidade Fazenda dos Morros/Atalaia (Parnaguá – PI), revelando idade máxima de deposição de 2,12 Ga.

3.1.6. Ultramafitos (PP2cum)

Nos trabalhos de Aquino & Batista (2011) e Sousa *et al.* (2017) essas rochas integravam a unidade de gnaisses paraderivados (PP2cpg), os quais a descreveram como constituída por pequenos níveis milonitizados de metalultramáficas associadas a delgadas formações ferríferas.

No presente trabalho essa unidade foi individualizada na região do entorno da cidade de Cristalândia do Piauí (PI), onde ocorre de forma expressiva, formando afloramentos contínuos e mostrando associação tanto com rochas paraderivadas como ortoderivadas, deixando uma dúvida acerca de sua origem e empilhamento estratigráfico.

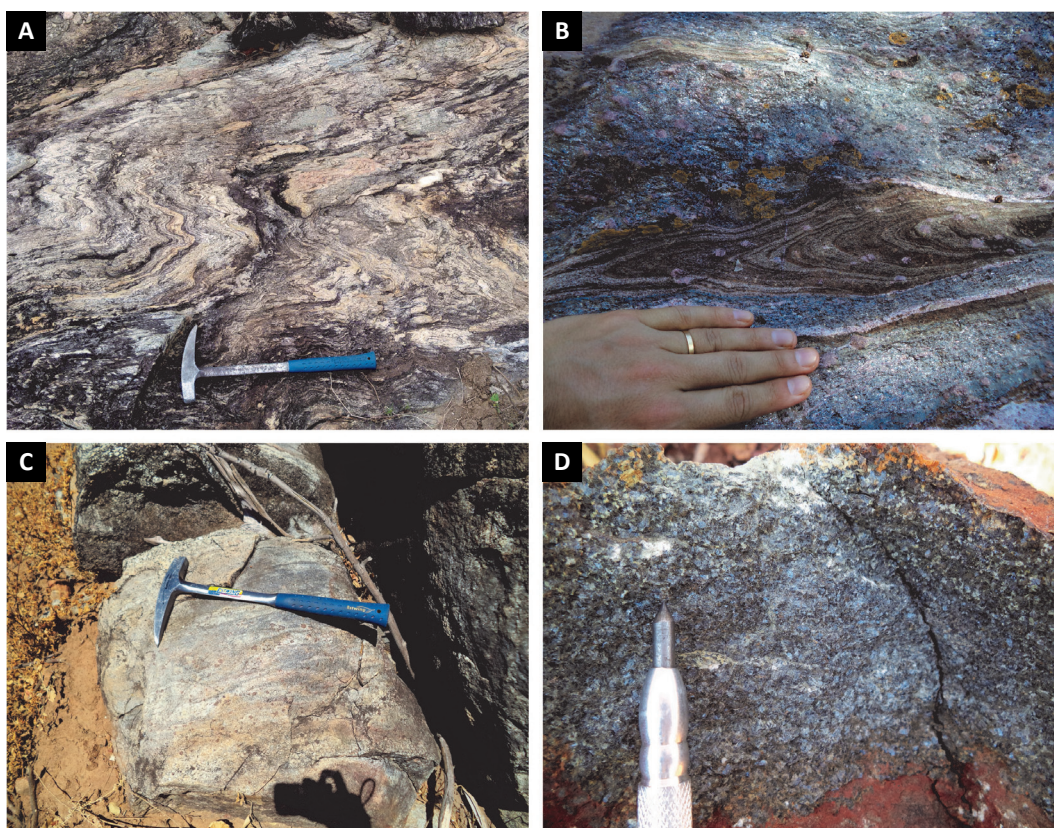


Figura 3.19 - (A) Detalhe para bandamento centimétrico intensamente dobrados nos paragneisses; (B) Detalhe para porfiroblastos de granada com aproximadamente 2 cm e provável resquício de fusão indicando processo avançado de deformação; (C) Detalhe para porfiroblastos xenoblásticos de granada em meio a matriz rica em cordierita e quartzo; (D) Detalhe para porfiroblastos de cordierita em granulito paraderivado.

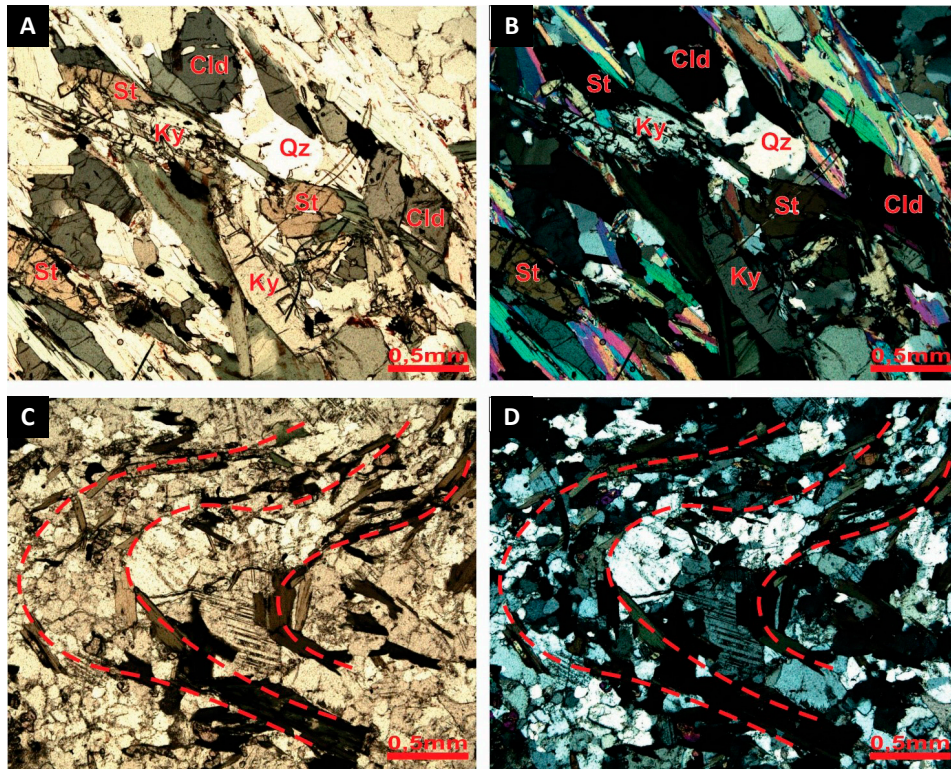


Figura 3.20 - Aspectos em lâmina delgada da unidade paraderivada: (A) e (B) Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando associação entre estauroilita, cianita, muscovita, quartzo e clorita indicando pico metamórfico em fácies anfibolito e retrometamorfismo em fácies xisto-verde; (C) e (D) Dobras apertadas assimétricas na foliação principal da rocha (traço em vermelho). Abreviações: Qz – quartzo, St – estauroilita, Ky – cianita e Cld – cloritoide.

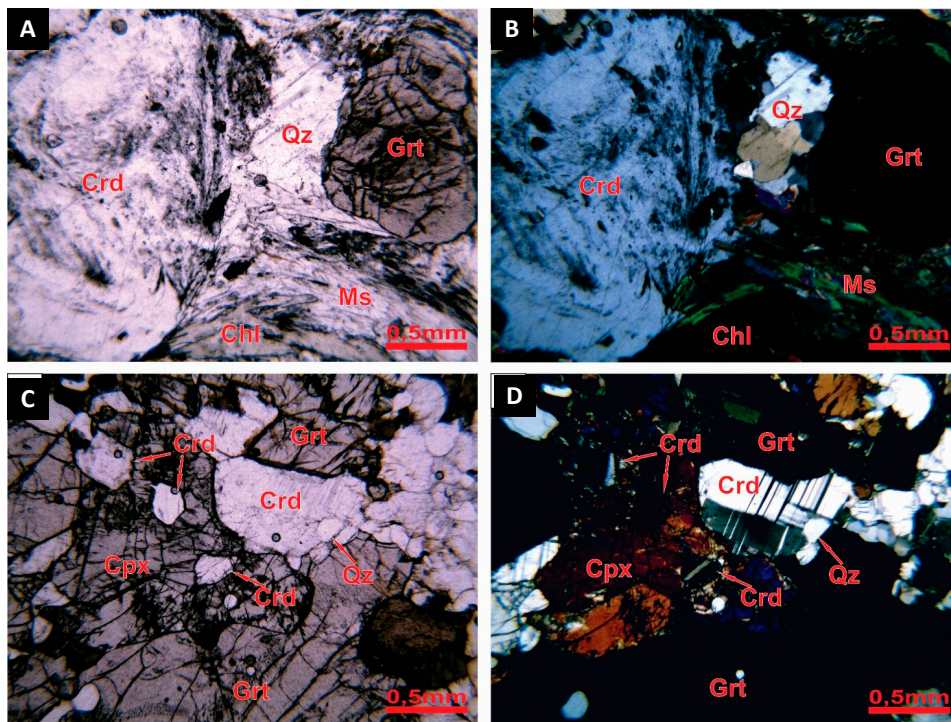


Figura 3.21 - Aspectos em lâmina delgada da unidade paraderivada em granulitos pelíticos: (A) e (B) Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando associação entre cordierita, granada, quartzo e muscovita indicando pico metamórfico em fácies anfibolito superior a temperaturas de 750° C e retrometamorfismo em fácies xisto-verde; (C) e (D) Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando associação entre cordierita, granada, clinopiroxênio, quartzo indicando pico metamórfico em fácies granulito. Abreviações: Crd – cordierita, Qz – quartzo, Grt – granada, Cpx – clinopiroxênio, Ms – muscovita e Chl – clorita.

Os afloramentos geralmente são de pequena escala, não ultrapassando os 20 metros de espessura, exceto em um afloramento na região de Tabocal, no município de Cristalândia do Piauí (PI), onde atinge 50 metros de espessura.

Os ultramafitos estão representados por talco xistos, talco tremolititos, tremolita serpentinitos, por vezes associados a formações ferríferas (Figura 3.22A). Em escala mesoscópica, as rochas são, de modo geral, ultramelanocráticas, holocristalinas, faneríticas, equigranulares, destacando cristais de tremolita/actinolita médios a grossos de cor verde (Figura 3.22B). São rochas foliadas, por vezes milonitizadas, localmente com aparente foliação discordante do *trend* estrutural das demais rochas da região, deixando dúvidas quanto a sua origem, se extrusiva ou intrusiva.

As formações ferríferas apresentam foliação e bandamento bem marcados, coloração cinza escura a cinza avermelhada, granulação média. As bandas, de ordem milimétrica, são definidas pela alternância entre níveis quartzosos e níveis formados por grunerita (anfibiólio) e magnetita, as quais bem evidenciadas em lâmina delgada (Figura 3.23E e F). Dobras intrafoliais isoclinais indicam intenso retrabalhamento metamórfico (Figura 3.22C). A textura é granoblástica e o quartzo ocorre em cristais recristalizados. A magnetita ocorre em cristais subédricos, junto com a grunerita que forma cristais e agregados finos aciculares. A apatita ocorre dispersa como acessório.

Petrograficamente, as rochas ultramáficas apresentam textura lepidoblástica, atravessadas por superfícies de cisalhamento entrelaçadas. São compostas essencialmente por serpentina não-pseudomórfica, antigorita muito fina e anfibiólios (Figura 3.23A e B). O anfibiólio é, principalmente, do tipo tremolita/actinolita que, em algumas rochas, ocorre na forma de prismas aciculares bem definidos, formando massas envolvendo cristais de hornblenda (Figura 3.23C e D). A magnetita ocorre como porfiroblastos anédricos, com até 0,4 mm.

O metamorfismo das rochas é de fácies xisto verde superior, mas provavelmente está relacionado a um retrometamorfismo derivado de um protólito rico em olivina e/ou ortopiroxênio e com pequena quantidade de clinopiroxênio.

Os ultramafitos, com base nos dados litogeoquímicos (Figura 3.10), são classificados como peridotitos komatiíticos.

Conforme os dados da litogeoquímica, as rochas metaltramáficas apresentam anomalias positivas em Th, U, La, Pb, Nd, Sm, Dy e negativas em Rb, Nb, Ce, Sr, Zr, Eu, Ti, Yb de acordo com os diagramas multielementares (Figura 3.12).

Baseado nos diagramas litogeoquímicos da Figura 3.13 e da Figura 3.14, as rochas da unidade se formaram e evoluíram como basaltos cálcio-alcinos relacionados a arcos vulcânicos. Essa classificação é corroborada por Pearce (1996), ao defini-las como relacionadas às zonas de colisão.

3.2. COMPLEXO JÚLIO BORGES

Essa unidade era parte do Complexo Cristalândia do Piauí e foi individualizada por Aquino (2014), para distinguir um grupo de rochas metaplutônicas de composição quartzo-diorítica a tonalítica associadas a corpos máfico-ultramáficos.

O Complexo Júlio Borges, na área de estudo, está localizado na sua porção central entre as folhas Curimatá e Mansidão, formando uma extensa faixa de ocorrência com disposição submeridiana e alinhada com conformidade ao *trend* das estruturas regionais. Seus limites orientais estão balizados por uma zona de cisalhamento compressional, grosso modo, N-S com caimento para leste (Figura 3.24).

3.2.1. Metatonalitos (PP2ju)

Os metatonalitos do Complexo Júlio Borges possuem coloração cinza clara a escura, granulação média a grossa,



Figura 3.22 - (A) Aspecto geral dos serpentinitos dos metaltramafitos, detalhe para possíveis estruturas primárias do tipo pillow; (B) Detalhe dos serpentinitos; (C) Formações ferríferas com grunerita intensamente dobrados e associados à serpentinitos.

às vezes porfíricos, com textura foliada, protomilonítica a ultramilonítica (Figura 3.25A e B).

Microscopicamente seus principais minerais são plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, epidoto, hornblenda, clorita e muscovita, com zircão, opaco, titanita, apatita constituindo a mineralogia acessória. A textura predominante é a granoblástica e o metamorfismo atingiu a fácies anfibolito.

O plagioclásio está usualmente saussuritizado contendo microcristais do grupo de epidoto, sendo anota- dos casos onde ocorrem completamente substituídos

por epidoto ou clinozoizita. Os grãos estão orientados e cominuídos formando uma protomatriz. Em algumas amostras o plagioclásio ocorre como cristais xenomórficos, algo “sujos”, sugerindo alteração para argilominerais.

O quartzo encontra-se na forma de cristais de granulação média com estiramento mineral, formando uma trama milonítica e sob a forma de finos grãos relacionados ao processo de cominuição. Possui estruturas de recristalização dinâmica e estática.

O feldspato potássico frequentemente está sericitizado, contendo várias inclusões de muscovita, que

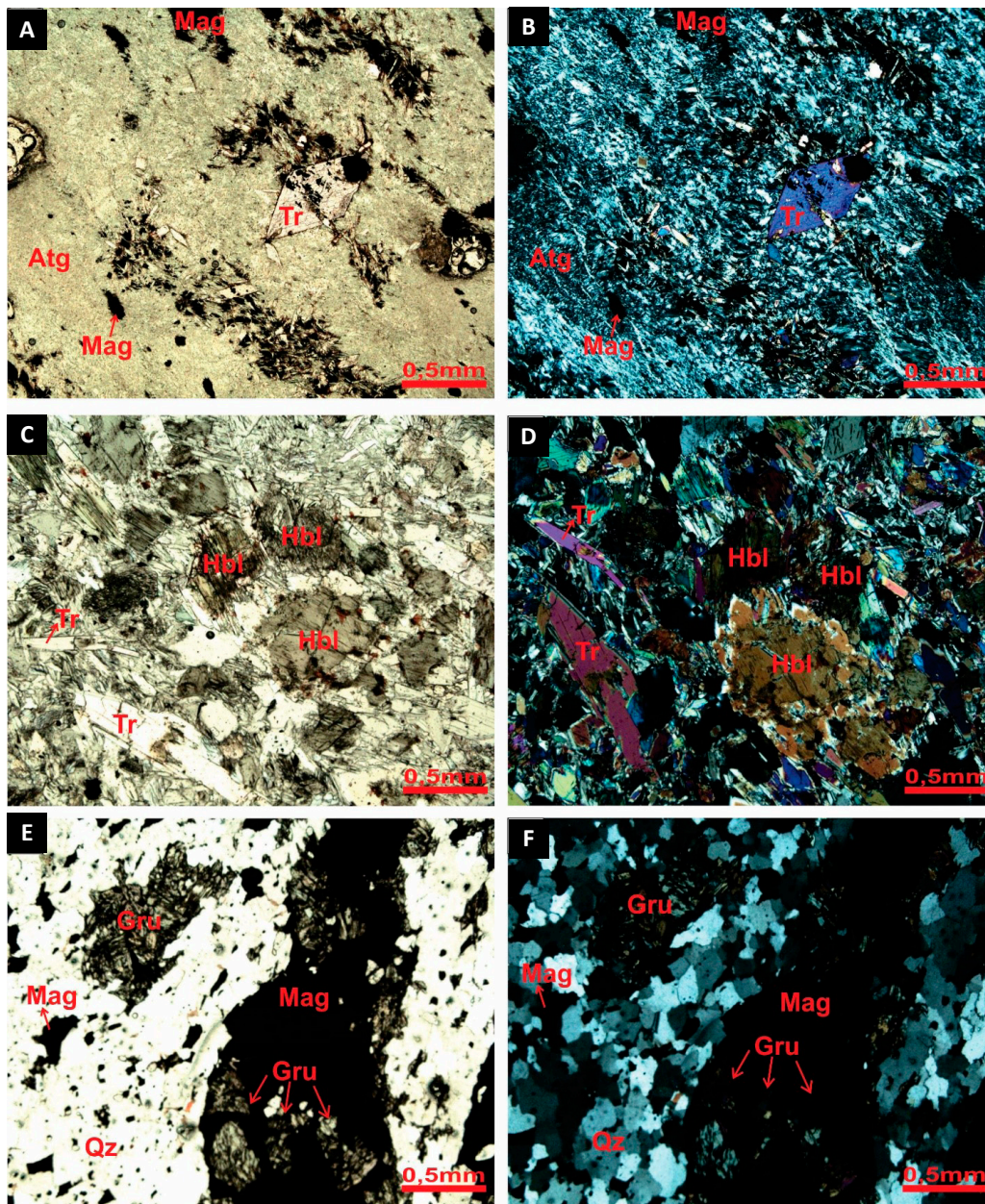


Figura 3.23 - Aspectos em lâmina delgada dos ultramafitos: (A) e (B) Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, massa de antigorita esverdeada contendo cristais de magnetita e tremolita dispersos; (C) e (D) Detalhe para cristais de hornblenda envoltos por cristais de tremolita; (E) e (F) Bandamento de grunerita-magnetita formações ferríferas mostrando alternância de bandas ricas em quartzo e bandas ricas em magnetita e grunerita. Abreviações: Mag – magnetita, Atg – antigorita, Tr – tremolita, Hbl – hornblenda, Gru – grunerita e Qz – quartzo.

ocorre sob a forma de ripas de granulação muito fina. A muscovita, de provável natureza primária, se apresenta como ripas de granulação média, alinhadas em conformidade à foliação da rocha.

Hornblenda e epidoto ocorrem em cristais prismáticos orientados e associados com clorita e muscovita. Epidoto comumente encontra-se associado com muscovita (Sousa *et al.*, 2017).

A clorita ocorre principalmente em contato com a hornblenda e parece estar relacionada ao processo de hidratação deste anfibólio. A hornblenda possui orientação preferencial, com textura nematoblástica.

Uma datação realizada em zircões pelo método U-Pb por LA (*laser ablation*)-ICPMS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*) em clorita-epidoto-hornblenda tonalito atribui às rochas da unidade uma idade paleoproterozoica (2160 ± 14 Ma, MSWD=1.2) (Sousa *et al.*, 2017).

Com base nos dados litogeoquímicos, as rochas da unidade foram classificadas em dois grupos, ou seja, PP2ju1 e PP2ju2 (Figura 3.26), sendo o grupo PP2ju1 composto por rochas intermediárias subalcalinas, cálcio-alcalinas e metaluminosas, enquanto o grupo PP2ju2 formado por rochas ácidas subalcalinas, cálcio-alcalinas com tendência alcalina e preferencialmente peraluminosas,

porém com amostras adjacentes ao limite com o campo metaluminoso.

Nos diagramas multielementares (Figura 3.27A e B), os metagranitoides apresentam anomalias positivas em Ba, U, La, Sr, Zr e negativas em Cs, Th, Nb, Ta, Pb, P, Ti.

No diagrama de ambiente tectônico Y+Nb vs. Rb (Figura 3.28A) os metatonalitos plotam no campo de granitos relacionados a arcos vulcânicos (VAG).

Segundo o diagrama Ta/Yb vs. Th/Yb (Figura 3.28B) os metatonalitos estão entre os campos de margem continental ativa (ACM) e arcos oceânicos, enquanto que no diagrama Zr+Nb+Ce+Y vs. FeOt/MgO (Figura 3.28C) mostram afinidades com granitos do tipo I e S.

De acordo com o diagrama ternário Rb/30 – Hf – 3xTa (Figura 3.28D) os metatonalitos estão relacionadas a arcos vulcânicos.

No diagrama R1 vs. R2 (Figura 3.28E), por sua vez as rochas dos grupos PP2ju1 estão relacionadas a rochas sincolisionais a tardi-orogênicas e as rochas do grupo PP2ju2 relacionadas a pré-colisão de placas, indicando características de rochas de ambiente colisional.

O ambiente tectônico das rochas dessa unidade é de arco vulcânico sin a pré-colisionais.

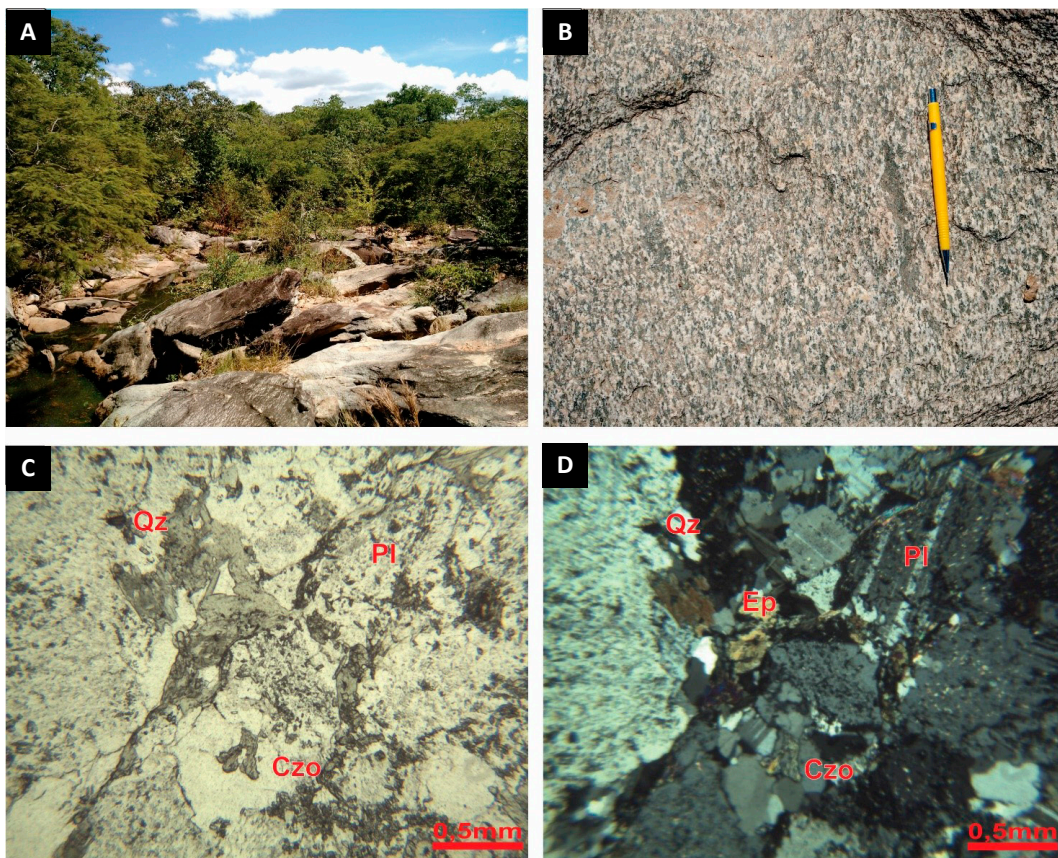


Figura 3.24 - Vista geral do afloramento de um metatonalito do Complexo Júlio Borges (A); detalhe do metatonalito (B), Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando associação entre quartzo, plagioclásio, epidoto e clinozoizita (C) e (D). Abreviações: Qz – quartzo, Pl – plagioclásio, Czo – clinozoizita e Ep – epidoto.

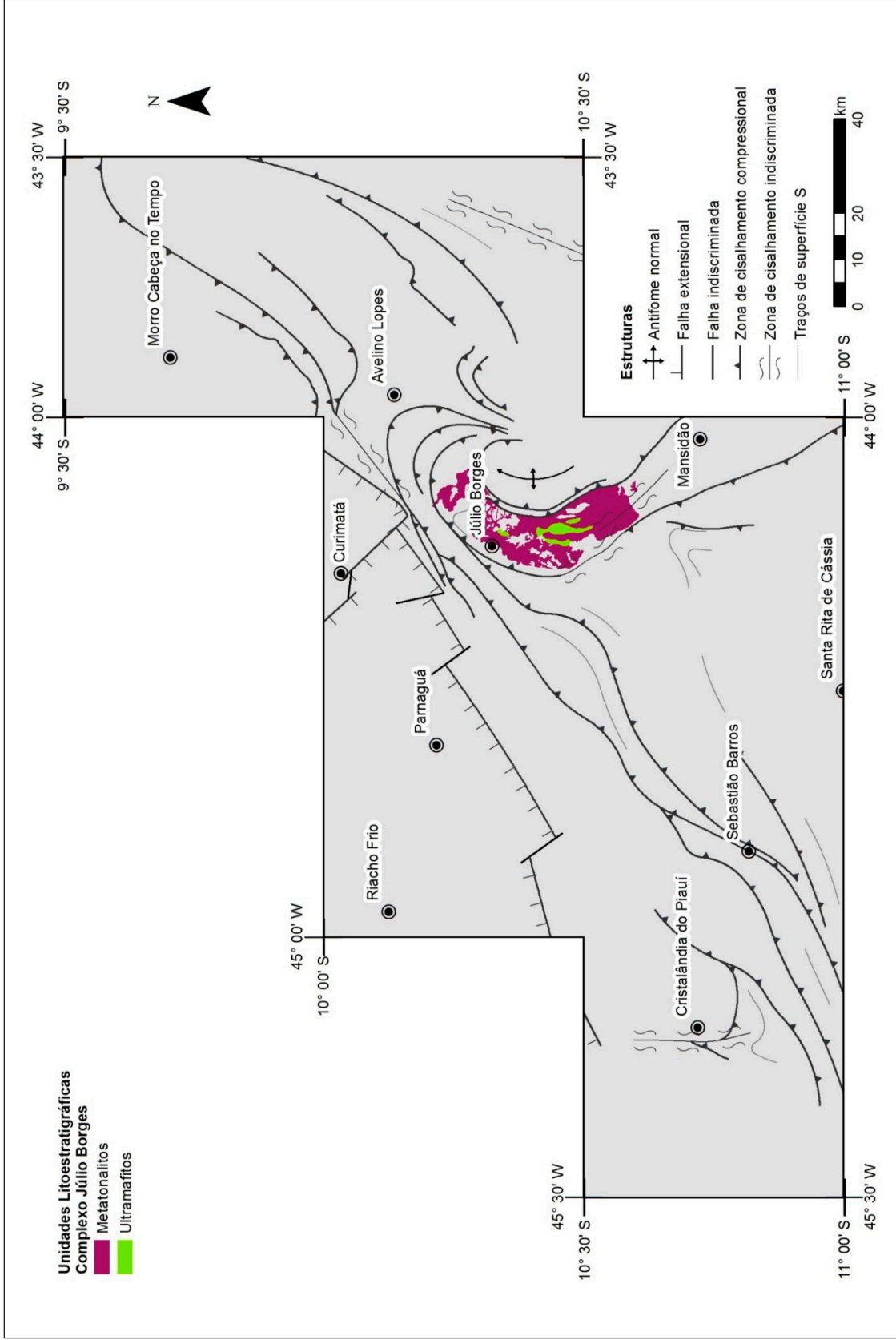


Figura 3.25 - Área de ocorrência do Complexo Júlio Borges.

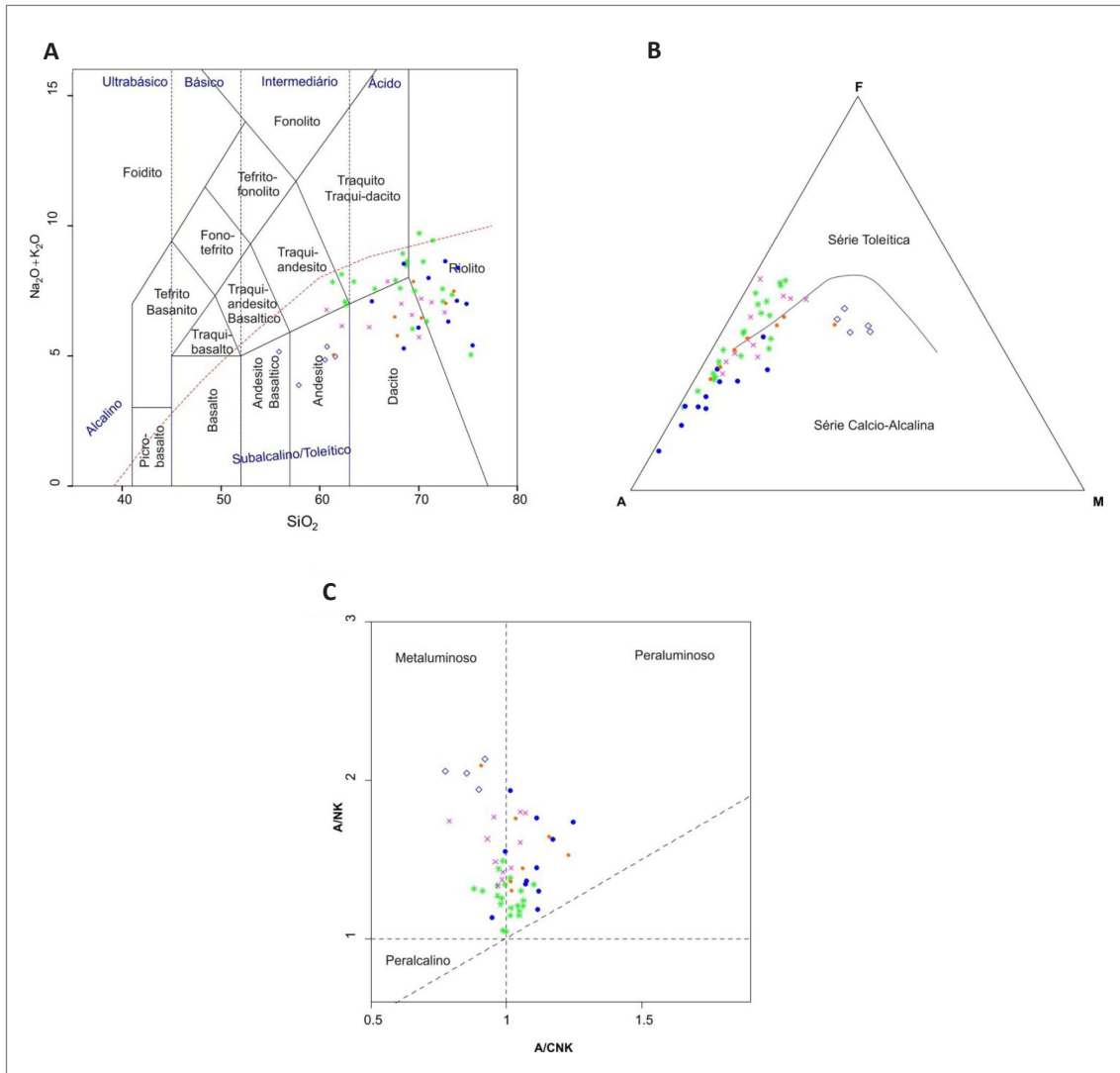


Figura 3.26 - Amostras plotadas nos gráficos: (A) diagrama TAS (Le Bas et al., 1986); (B) diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); (C) diagrama A/CNK – A/NK (Maniar & Picolli, 1989 Simbologia: PP2ju1 – \diamond ; PP2ju2 – \bullet ; PP2 γ 2np1 – \times ; PP2 γ 2np2 – \circ ; PP2 γ 2vg – \ast).

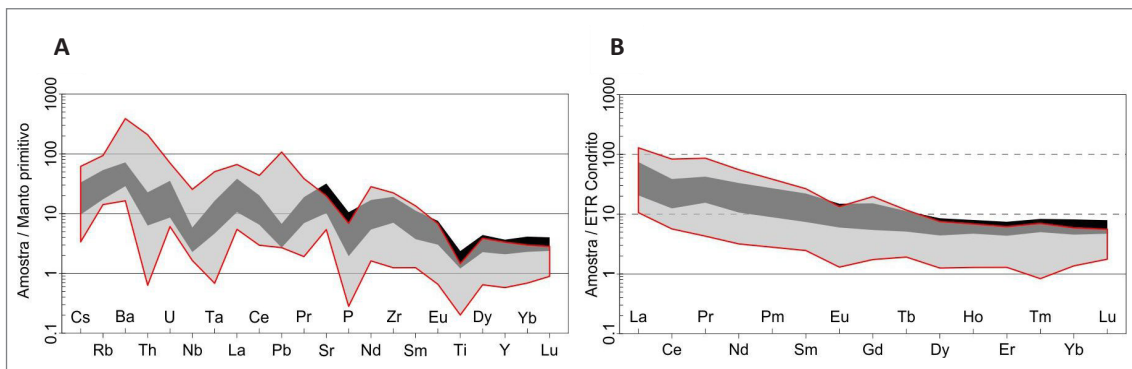


Figura 3.27 - Gráficos multi-elementares normalizados: (A) de manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) e (B) ETR normalizados de condritos (Nakamura, 1974). Simbologia: PP2ju1 – preto e PP2ju2 – cinza.

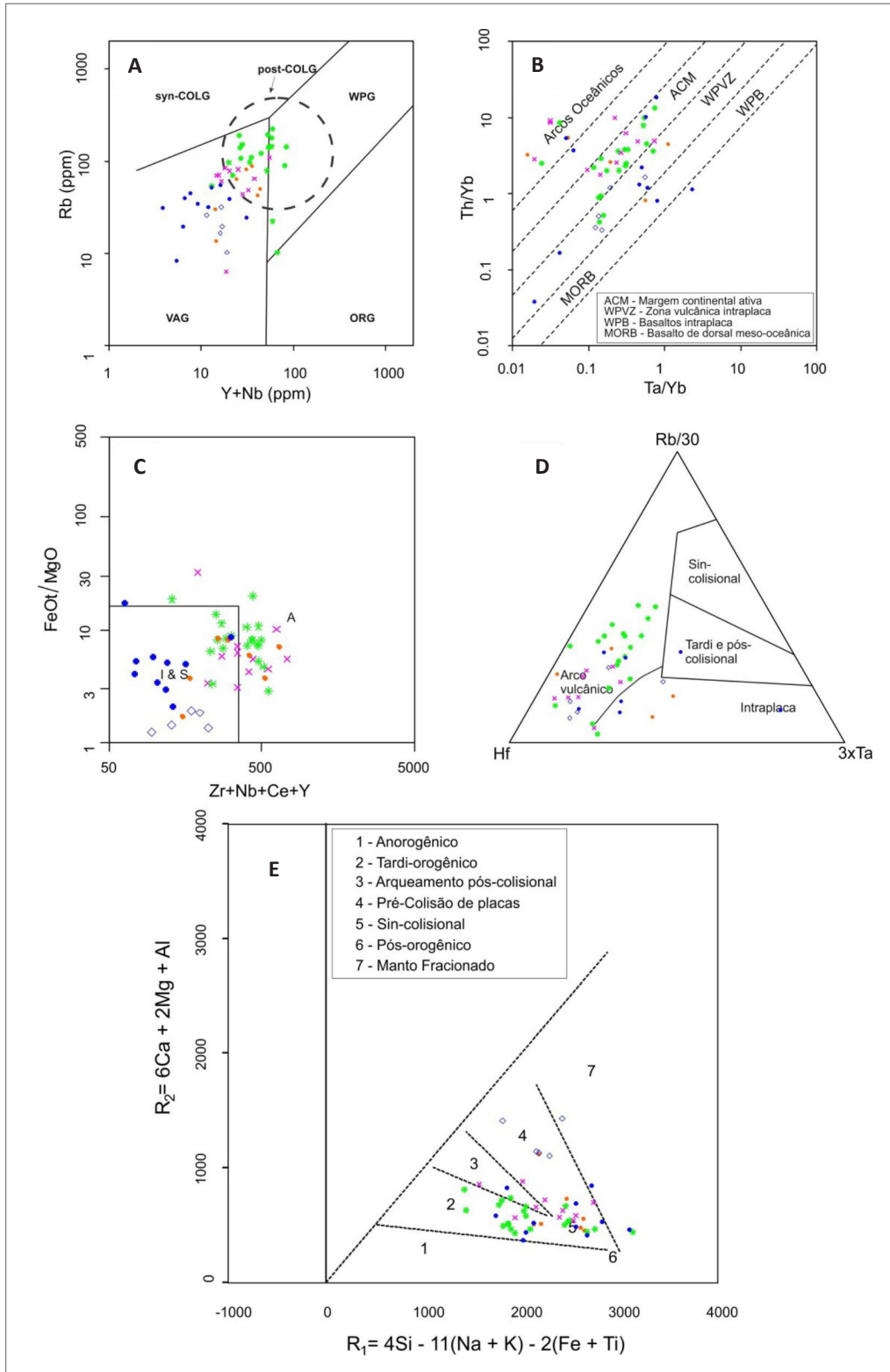


Figura 3.28 - Diagramas de classificação geotectônica: (A) Y+Nb – Rb (Pearce, 1996 modificado de Pearce et al., 1984), (B) Ta/Yb – Th/Yb (Shandl & Gorton, 2002), (C) Zr+Nb+Ce+Y – FeOt/MgO (Whalen, 1987), (D) Rb/30 – Hf – 3xTa (Harris et al., 1986) e (E) R1 – R2 (Batchelor & Bowden, 1985). Simbologia: PP2ju1 – \diamond ; PP2ju2 – \bullet ; PP2 γ 2np1 – \times ; PP2 γ 2np2 – \circ ; PP2 γ 2vg – \ast .

3.2.2. Ultramafitos (PP2jum)

A unidade é composta por uma variedade de rochas ultramáficas tais como metaperidotitos, actinolititos/

tremolititos, epidositos e clorititos, tendo ainda algumas ocorrências subordinadas de anfíbolitos. Suas ocorrências, em geral, são marcadas pela presença de solos argilosos e avermelhados, eventualmente

encobertos por cangas ferruginosas, afloramentos, via de regra de pequena expressão e formados por rochas semi-alteradas (Figura 3.29A e B).

De forma geral, metaperidotitos e actinolitos/tremolititos são as rochas mais abundantes da unidade. Apresentam aspecto maciço homogêneo e texturas finamente foliadas, com coloração variando de verde a preta e granulação média a fina, com raros cristais grosso de tremolita-actinolita.

Microscopicamente, as rochas evidenciam textura lepidoblástica a nematoblástica e mineralogia essencial formada por tremolita-actinolita, hornblenda, enstatita, clorita e epidoto, com plagioclásio, quartzo, opacos, titanita, muscovita, allanita e rutilo como acessórios (Figura 3.29C e D).

De modo geral, os cristais de tremolita-actinolita ocorrem como prismas orientados, com inclusões de enstatita e bordas de reação formada por cristais de talco e clorita. A hornblenda ocorre também como cristais prismáticos orientados, com inclusões de opacos e, mais raramente, de titanita e quartzo. Enstatita é identificada como mineral resistato

do protólito ultramáfico, sendo observada geralmente como inclusão dentro de outros cristais ou mais raramente como cristais isolados com bordas de reação que geram tremolita-actinolita. Os cristais de plagioclásio são tabulares e piriformes e ocorrem geralmente saussuritizados.

No diagrama ternário AFM (Figura 3.10) as rochas da unidade podem ser classificadas como peridotitos, basaltos komatííticos e basaltos de alto ferro.

Anomalias positivas em Th, U, La, Pb, Nd, Sm, Dy e negativas em Rb, Nb, Ce, Sr, Zr, Eu, Ti, Yb foram observadas em diagramas multielementares (Figura 3.11).

As rochas metaultramáficas (Figura 3.13) apresentam resultado inconclusivo no diagrama de Pearce & Cann (1973), mas podem ser classificadas como transicionais entre basaltos cálcio-alcálicos relacionadas a arcos vulcânicos e basaltos toleíticos de intraplacas. Segundo a classificação de Pearce (1996) elas têm comportamento de rochas possivelmente relacionadas a zonas de colisão.

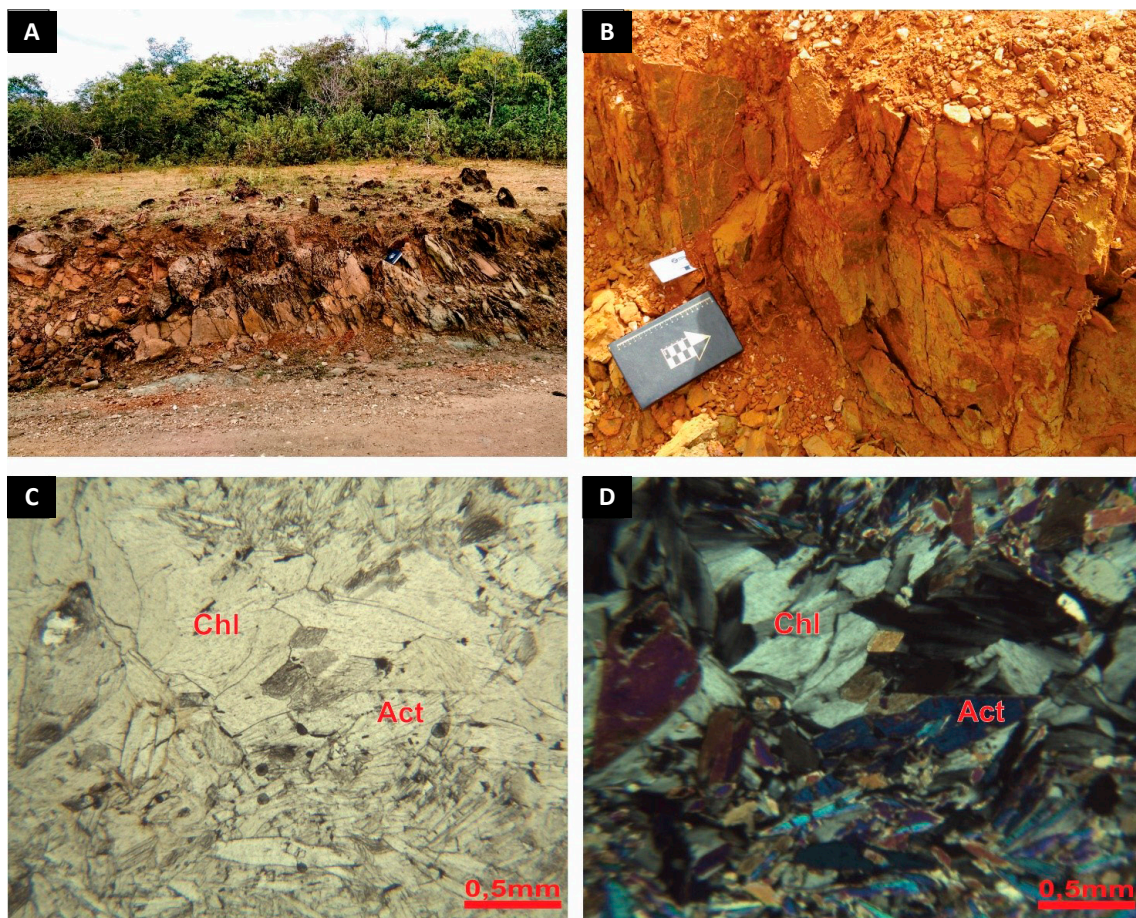


Figura 3.29 - Aspecto geral de afloramentos de metaultramáficas (A), em detalhe (B) e em lâmina delgada a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando a associação entre a clorita e a actinolita (C) e (D).
Abreviações: Chl – clorita e Act – actinolita.

3.3. CORPO GRANITOIDE MANSIDÃO

O Granitoide Mansidão foi originalmente definido como sendo parte do Complexo Antigo por Winge (1968), o qual seria constituído pelas estruturas dômicas Mansidão, Mocambo e Lagoa do Piriri, além do corpo Serra da Pintada. Já Arcanjo & Braz Filho (1999) identificaram duas associações de rochas graníticas do Paleoproterozoico: uma de composição essencialmente tonalítica, que passou a tipificar o Granitoide Tipo Mansidão, e outra de natureza predominantemente granodiorítica, nomeada Granitoide Tipo Serra da Pintada, com sua localidade-tipo na serra homônima.

O Granitoide Mansidão ocorre na Folha Mansidão (Figura 3.30) na sua porção sudeste, onde configura uma extensa faixa alinhada NNW com limites orientais balizados por zonas de cisalhamento compressionais e bordejada pelos metassedimentos dos grupos Rio Preto e Santo Onofre.

O Granitoide Mansidão é composto por rochas de composição tonalítica e monzogranítica, foliadas, com granulação fina a grossa, apresentando, por vezes, fenocristais feldspáticos e ocasionais enclaves máficos centimétricos (Sousa *et al.*, 2017).

Com base na textura das rochas, Sousa *et al.* (2017) subdividiram o Granitoide Mansidão em duas fácies: fácies 1, predominantemente fina a média, e fácies 2, média a grossa.

As rochas da unidade, tanto da fácies 1 como da fácies 2, as quais metamorfasadas em fácies anfibolito, apresentam como minerais essenciais, plagioclásio, quartzo, epidoto, biotita, feldspato alcalino, muscovita e granada, sendo os acessórios zircão, titanita, apatita, allanita e opaco (Sousa *et al.*, 2017).

Datações geocronológicas pelo método Rb/Sr realizadas por Arcanjo & Braz Filho (2001), em um afloramento nas imediações de Mansidão (BA), forneceram uma idade de 2.046 Ma (Paleoproterozoico), com retrabalhamento dessas rochas durante o Neoproterozoico, de acordo com idades fornecidas pelo método K/Ar.

3.3.1. Fácies 1 (PP2y2np1)

Sousa *et al.* (2017) descreveram petrograficamente a fácies 1 como rochas de granulação fina a média, coloração cinza a cinza rosada, foliada, com textura granoblástica ou protomilonítica, eventualmente com ocorrência de porfiroclastos oclares de feldspatos (Figura 3.31A e B).

A classificação geoquímica dos granitoides da fácies 1 do Granitoide Mansidão nos gráficos da Figura 3.26 indica que são rochas principalmente ácidas com amostras plotadas tanto no campo cálcio-alcalino como no toleítico e de caráter metaluminoso a peraluminoso.

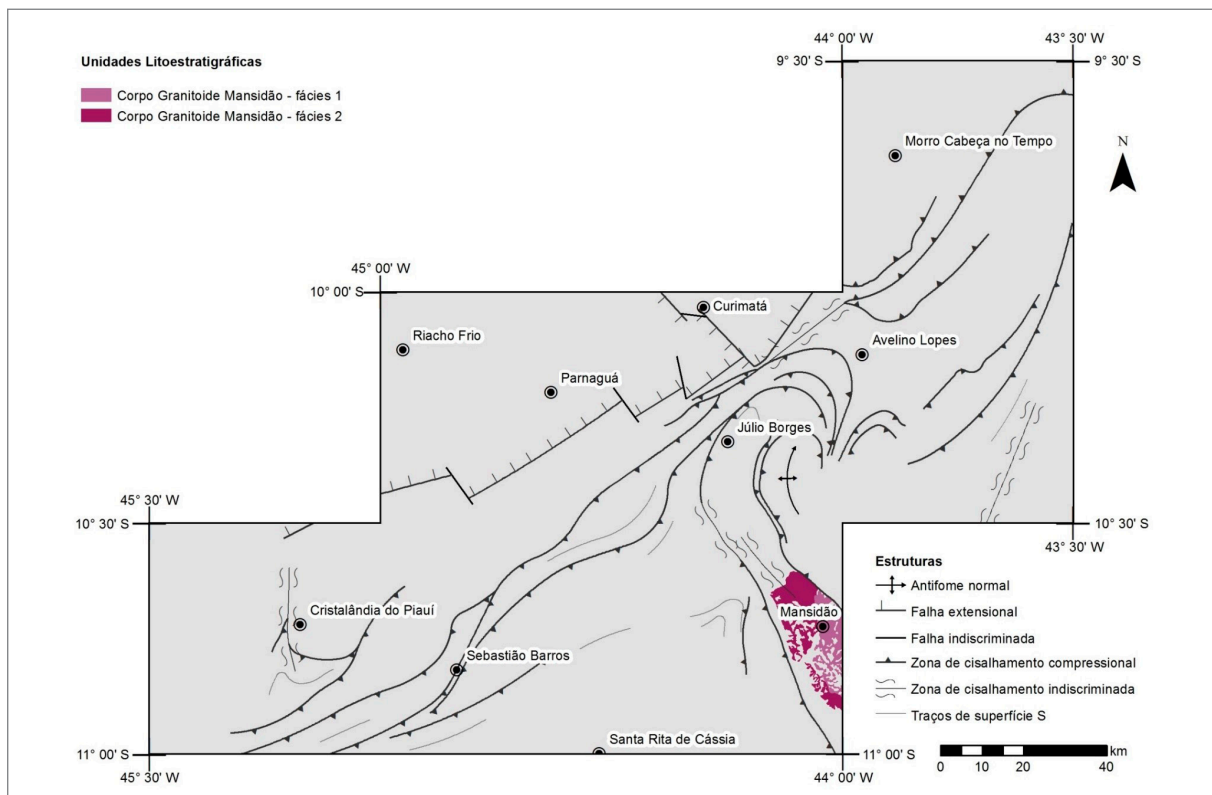


Figura 3.30 - Área de ocorrência do Granitoide Mansidão.

Essas rochas apresentam anomalias positivas em Ba, La, Pr, Nd, Dy e negativas em Cs, Ta, Pb, P, Ti, Eu quando observadas nos diagramas multielementares da Figura 3.32.

De acordo com a Figura 3.28A as rochas da fácies 1 são classificadas como granitos relacionados a arcos vulcânicos (VAG), mas compartilhando as características de granitos pós orogênicos. Já na Figura 3.28B, pode-se observar que as rochas estão entre os campos de margem continental ativa (ACM) e arcos oceânicos, indicando composição e comportamento geoquímico característicos desses ambientes.

No diagrama Zr+Nb+Ce+Y vs. FeOt/MgO (Figura 3.28C) as rochas apresentam resultado inconclusivo, com amostras plotadas tanto no campo dos granitos anorogênicos (A) como nos dos granitos tipo I e S. Na Figura 3.28D as rochas são relacionadas a arcos vulcânicos.

As rochas da fácies 1 do Granitoide Mansidão estão relacionadas principalmente a ambientes sincollisionais com algumas amostras plotadas também no campo dos granitos tardi-orogênicos de acordo com o diagrama R1 vs. R2 (Figura 3.28E).

3.3.2. Fácies 2 (PP2γ2np2)

Como antes frisado, são rochas com granulação média a grossa, as vezes porfíricas, com coloração cinza a rosada, foliada, por vezes milonítica, com matriz granoblástica. Os porfiroclastos são principalmente de feldspato alcalino (Figura 3.33B).

De acordo com Sousa *et al.* (2017) uma datação realizada em zircões pelo método U-Pb por LA(lazer ablation)-ICPMS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*) em biotita-epidoto-muscovita milonito (metamonzogranito) indica uma idade paleoproterozoica ($2105,8 \pm 3,8$ Ma, MSWD=1,5).

Quanto a classificação litogeoquímica, os gráficos da Figura 3.26 mostraram que as rochas da fácies 2 do Granitoide Mansidão são ácidas subalcalinas, cálcio-alcalinas e peraluminosas.

As rochas da fácies 2 apresentam comportamento geoquímico similar (Figura 3.32) às das rochas da fácies 1 do Granitoide Mansidão, com anomalias positivas e negativas semelhantes. Esse comportamento, também é atestado no que diz respeito à classificação



Figura 3.31 - Epidoto-biotita-tonalito (A) e granada-biotita monzogranito (B) da fácies 1 do Granitoide Mansidão (Sousa et al., 2017).

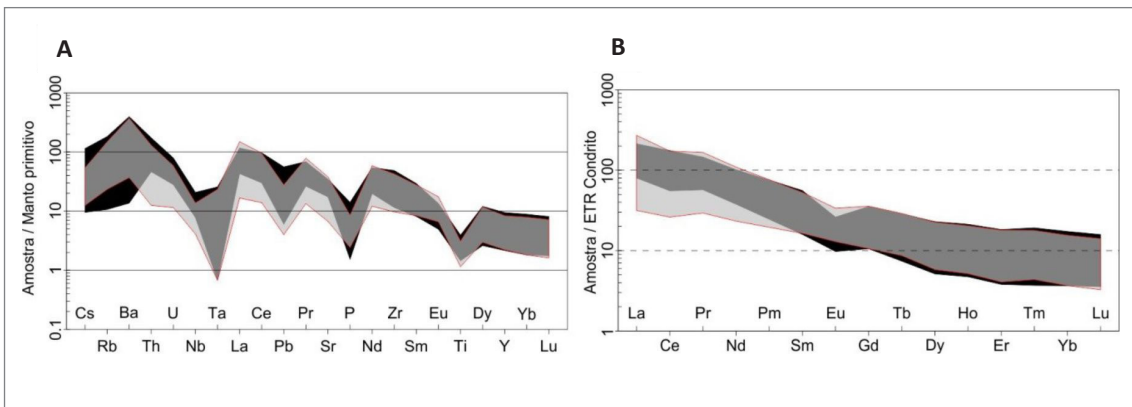


Figura 3.32 - Gráficos multi-elementares normalizados: (A) de manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) e (B) ETR normalizados de condritos (Nakamura, 1974). Simbologia: PP2γ2np1 – preto e PP2γ2np2 – cinza.

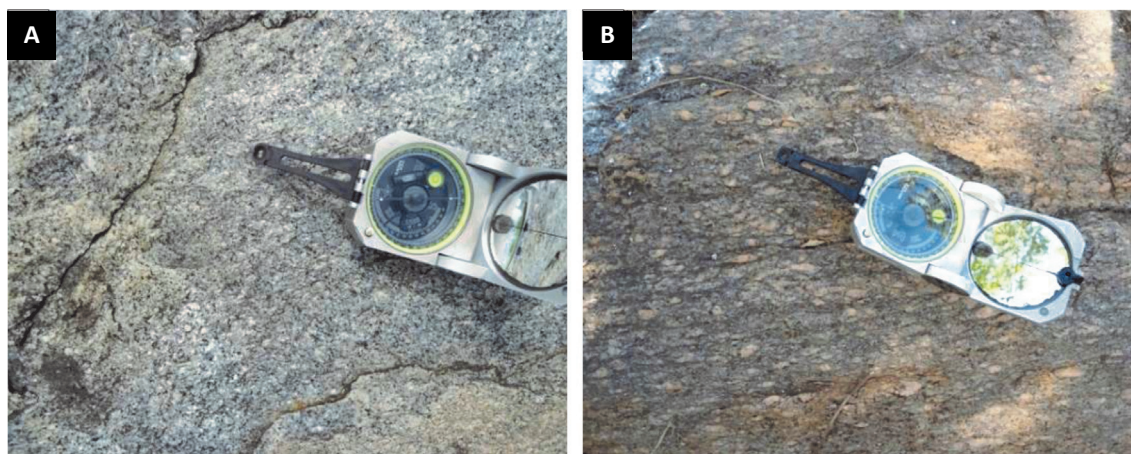


Figura 3.33 - Tonalito (A) e metamonzogranito (B) da fácies 2 do Corpo Granitoide Mansidão (Sousa et al., 2017).

geotectônica (Figura 3.28), sendo as rochas do fácies 2 do Granitoide Mansidão, nesse sentido, também classificadas como tendo sido geradas em um arco vulcânico colisional sintectônico.

3.4. CORPO GRANITO VOLTA GRANDE (PP2_γ2vg)

De acordo com Winge (1968) Granito Volta Grande seria parte integrante do Complexo Antigo. Já Arcanjo & Braz Filho (2001), baseado na similaridade de suas rochas, o interpretaram como uma extensão do Granitoide Mansidão na folha Curimatá, ao norte. Posteriormente, durante o mapeamento da folha Curimatá, Aquino (2014) individualizou como correlacionados à unidade Volta Grande na porção sudeste da folha citada, vários corpos alongados, com diferentes ordens de grandeza e com disposição submeridiana, com sua principal faixa de ocorrência formando um maciço alongado, associado a uma estrutura antiformal com caimento para norte (Figura 3.34).

De acordo com Aquino (no prelo), as ocorrências da unidade Volta Grande na folha Curimatá, onde formam corpos alongadas no sentido N-S, são compostas por rochas foliadas, de coloração cinza, textura porfirítica, com matriz de granulação fina a grossa e granoblástica (Figura 3.35A e B). A composição mozongranítica é predominante, sendo subordinadas composições granodiorítica e tonalítica.

Microscopicamente, as rochas da unidade Volta Grande (Figura 3.35C e D) apresentam quartzo, feldspato potássico, biotita, muscovita, plagioclásio e granada como constituintes maiores e titanita, epidoto, zoizita, clinozoizita e zircão, como minerais acessórios.

Os grãos de quartzo possuem granulação média a grossa e encontram-se estirados segundo níveis lenticularizados (*ribbons*) alinhados segundo a foliação, apresentando ainda várias estruturas relacionadas à

recristalização dinâmica, como formações de subgrãos com contatos segundo junções tríplices.

Os feldspatos possuem granulação média, porém podem formar grãos grossos, até porfiroblásticos, comumente de feldspato potássico, com esses megacomponentes frequentemente estirados e orientados segundo a anisotropia da rocha. O plagioclásio está parcialmente saussuritizado e em alguns casos há a substituição completa por minerais do grupo do epidoto.

As granadas formam grãos de granulação média a grossa e possuem inclusões de quartzo e feldspato e são bordadas por minerais micáceos, notadamente biotita. Aparentemente são granadas de origem primária, pré-cinemáticas.

As micas formam uma foliação penetrativa e espalhada e ocorrem preferencialmente como feixes bordando as granadas e os feldspatos.

A presença de estruturas como *ribbons* de quartzo, estiramento de feldspato e orientação de micas para formação de foliação indicam deformação em domínio dúctil, provavelmente em condições de fácies anfibolito.

Os dados litogeoquímicos (Figura 3.26) mostram que a unidade é composta por rochas preferencialmente ácidas com termos intermediários subordinados, com amostras plotadas tanto no campo cálcio-alcálico como no toleítico, e de caráter metaluminoso a peraluminoso.

Os granitoides apresentam anomalias positivas em Ba, La, Pr, Nd, Dy e negativas em Cs, Ta, Pb, P, Ti nos diagramas multielementares (Figura 3.36).

De acordo com o diagrama Y+Nb vs. Rb (Figura 3.28A) as rochas da unidade Volta grande estão plotadas entre os campos dos granitos intraplaca (WPG) e daqueles relacionados a arcos vulcânicos (VAG), mas compartilhando características de granitos pós-orogênicos. Na Figura 3.28B, por sua vez, pode-se observar que essas mesmas rochas mostram franca afinidade com granitos de margem continental ativa (ACM), indicando

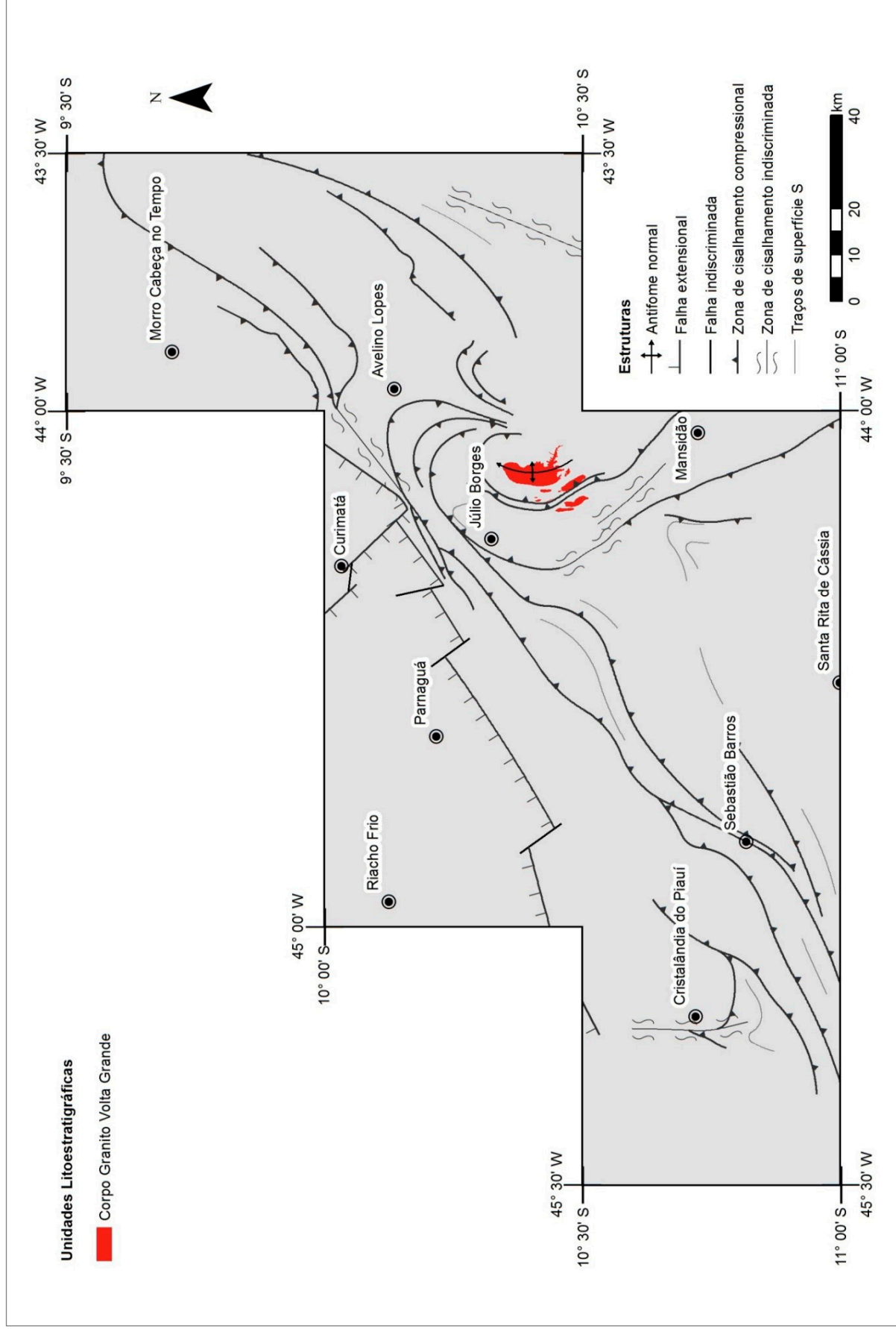


Figura 3.34 - Área de ocorrência do Corpo Granito Volta Grande.

composição e comportamento geoquímico característico desse ambiente.

Na Figura 3.28C essas rochas estão relacionadas tanto a granitos anorogênicos (A) como aos granitos tipo I e S, enquanto na Figura 3.28D mostram total afinidade com ambientes de arcos vulcânicos.

Já no diagrama R1 vs. R2 (Figura 3.28E) as rochas da unidade estão relacionadas a ambientes sincollisionais a tardi-orogênicos.

3.5. GRANITOIDES PÓS-OROGÊNICOS (OROSIRIANOS)

Esses granitoides incluem as unidades Mulungu e Jacu e são reportados ao final do paleoproterozoico e relacionados ao final do processo orogenético ocorrido no riaciano-orosiriano. São mais novos que os granitoides até agora descritos, e apresentam idade de cristalização em torno de 2,0 Ga.

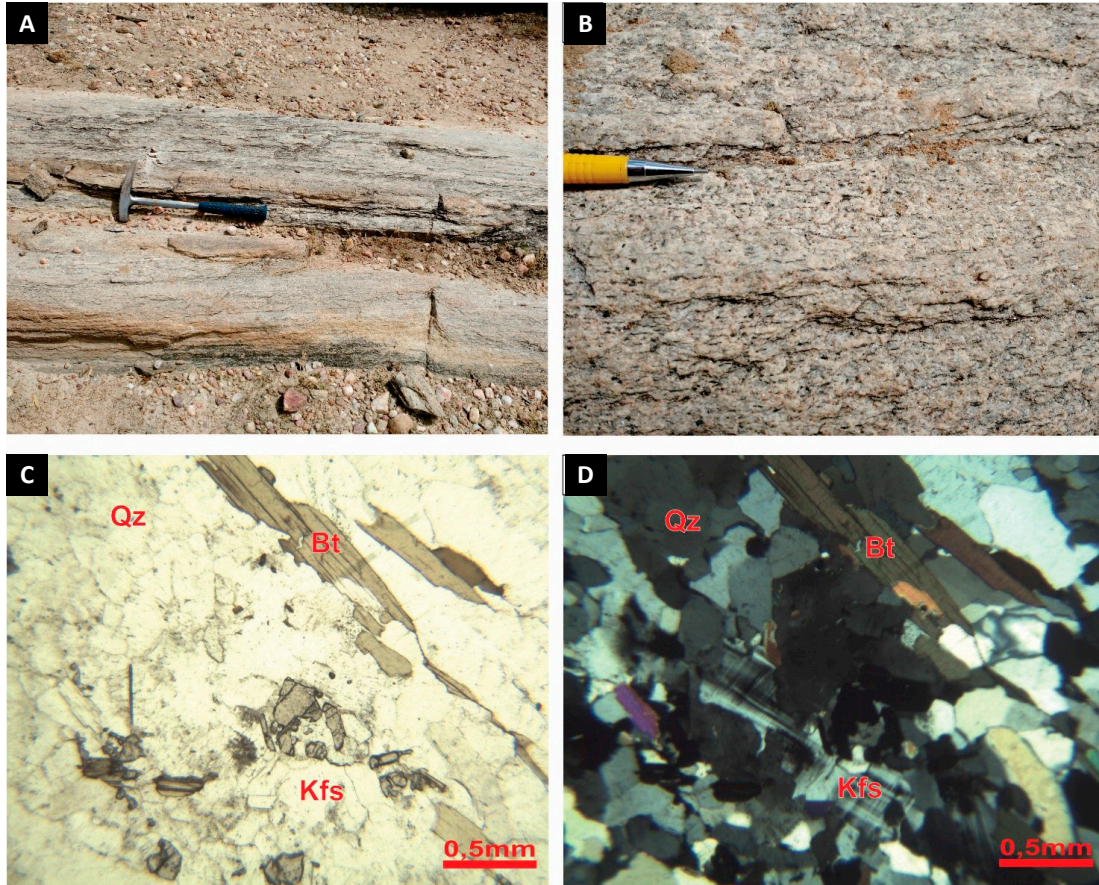


Figura 3.35 - Aspecto geral do afloramento do Granito Volta Grande (A) e detalhe mostrando o feldspato estirado, (B) e em lâmina delgada a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando a associação entre biotita, quartzo e k-feldspato (C) e (D). Abreviações: Qz – quartzo, Bt – biotita e Kfs – K-feldspato.

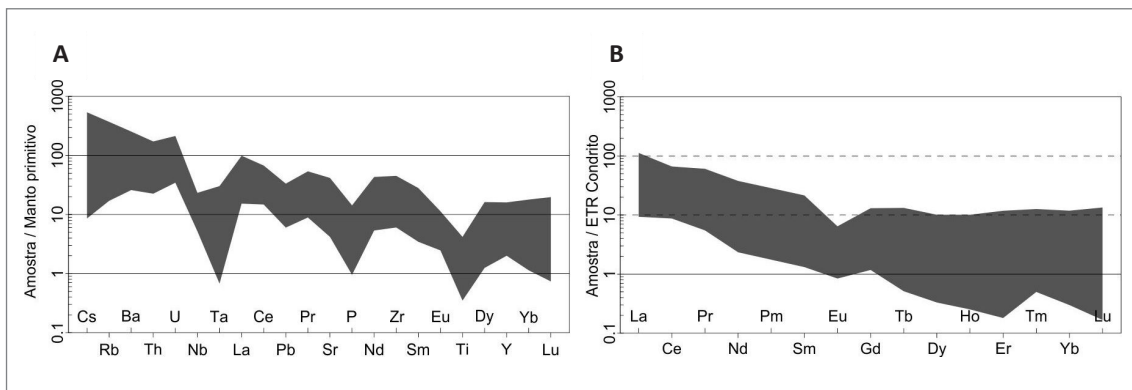


Figura 3.36 - Gráficos multi-elementares normalizados: (A) de manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) e (B) ETR normalizados de condritos (Nakamura, 1974) com amostras do grupo PP2γ2vg.

3.5.1. Corpo Granitoide do Mulungu (PP3gmg)

De acordo com Aquino & Batista (2011), o Granitoide do Mulungu é referido a um grupo de rochas foliadas de composição granodiorítica a tonalítica e de caráter cálcio-alcálico, com idade de 2.025 Ma, portanto orosiriana, que aflora na folha Avelino Lopes, a sul da cidade homônima, formando, grosso modo, uma faixa de disposição NE-SW com limites meridionais adjacentes a uma zona de cisalhamento compressional (Figura 3.37).

As rochas são de coloração cinza claro a cinza médio, granulação fina a média, porfiroides, bastante foliadas e com bandamento composicional pronunciado mili a decimétrico, sendo essa estrutura definida pela alternância entre níveis claros e acinzentados, com frequentes intercalações de veios e vênulas de quartzo, assim como de porfiroclastos alongados de K-feldspato (Figura 3.38A e B).

Microscopicamente é composto por quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita como minerais principais, sendo os principais acessórios muscovita, epidoto, clinozoisita e zircão.

Suas paragêneses minerais aliadas às estruturas presentes indicam que a deformação ocorreu em fácies anfibolito com retrometamorfismo em fácies xisto verde. O quartzo em sua maioria apresenta grãos médios a grossos, porém existem porções onde sua granulação é de fina a média, devido à cominuição associada a recristalização dinâmica, que responde ainda por níveis estirados com grãos neoformados acompanhados a foliação da rocha. O feldspato potássico ocorre como cristais de granulação média a fina entre grãos de quartzo e plagioclásio, assim como formando porfiroclastos alongados e entremeados a anisotropia da rocha. O plagioclásio ocorre como cristais médios a grossos, podendo formar megacristais. São evidentes os efeitos de saussuritização, sendo que muitos cristais com inclusões de finos grãos de epidoto e clinozoisita. A biotita e a muscovita ocorrem principalmente como ripas finas a médias bordejando cristais de plagioclásio e de quartzo, e formam uma foliação contínua pouco penetrativa.

3.5.2. Corpo Ortognaisse Jacu (PP3jc)

O Ortognaisse Jacu está delimitado na porção sudoeste da folha Rio Paraim, entre as cidades de Cristalândia do Piauí e Sebastião Barros, onde forma uma faixa de ocorrência irregular aparentemente discordante do trend das estruturas regionais (Figura 3.37). São rochas metaplutônicas que ocorrem em meio às rochas do Complexo Cristalândia do Piauí, cujos contatos com as unidades circunvizinhas não foi possível estabelecer com precisão (Sousa *et al.*, 2017).

De acordo com esses autores, os afloramentos da unidade são caracterizados pela ocorrência de rochas miloníticas com cristais porfiroclásticos de feldspato potássico alinhados em uma matriz fina de coloração rosa, foliada, formada por quartzo, feldspatos e micas. Localmente foram anotadas estruturas migmatíticas, com as rochas apresentando bandas centimétricas mesossomáticas e leucossomáticas alternadas conferindo forte caráter bandeado aos granitoides (Figura 3.39A e B).

De acordo com Sousa *et al.* (2017), microscopicamente essas rochas são classificadas tanto como biotita-muscovita meta-álcali-feldspato granito como epidoto-biotita gnaisse.

As rochas do Ortognaisse Jacu foram datadas por Sousa *et al.* (2017) através do método U-Pb LA (*laser ablation*)-ICPMS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*), que indicaram uma idade de 2.02 Ga (Orosiriano).

3.6. GRANITOIDES ANOROGÊNICOS OROSIRIANOS

3.6.1. Corpo Serra do Meio

Leite *et al.* (1987) fizeram a primeira menção aos maciços constituintes da Suíte Alcalina Serra do Meio, para a avaliação do potencial metalogenético da região em programa desenvolvido pela Companhia Baiana de Pesquisas Minerais.

Segundo Leite & Fróes (1989) trata-se de um granito alcalino altamente diferenciado com origem em ambiente tectônica de intraplaca continental, refletindo tanto uma evolução magmática como uma redistribuição metassomática.

Baseados nas assinaturas geoquímicas das rochas dessa unidade, Plá Cid & Conceição (1993) e Plá Cid (1994) as subdividiram em 4 tipos: peraluminosas, metaluminosas, metaluminosas parcialmente peralcalinas e essencialmente peralcalinas. Já Plá Cid *et al.* (2000), por sua vez, identificaram três fácies: metaluminosas com biotita como o único mineral máfico, parcialmente peralcalinas (granitos com aegirina) e essencialmente peralcalinas com riebeckita, aegerina e aenigmatita como paragênese.

Na área do projeto, especificamente na porção nordeste da folha Cabeça no Tempo, estão cartografados dois corpos representativos da unidade, um de caráter metaluminoso e o outro essencialmente peralcalino (Plá Cid *et al.*, 2000) (Figura 3.40). O granitoide metaluminoso configura um pequeno corpo de contorno irregular e circunscrito à área de trabalho, enquanto o granitoide peralcalino, de maior dimensão, uma faixa aparentemente com alinhamento E-W se estende para leste, adentrando à folha Campo Alegre de Lourdes.

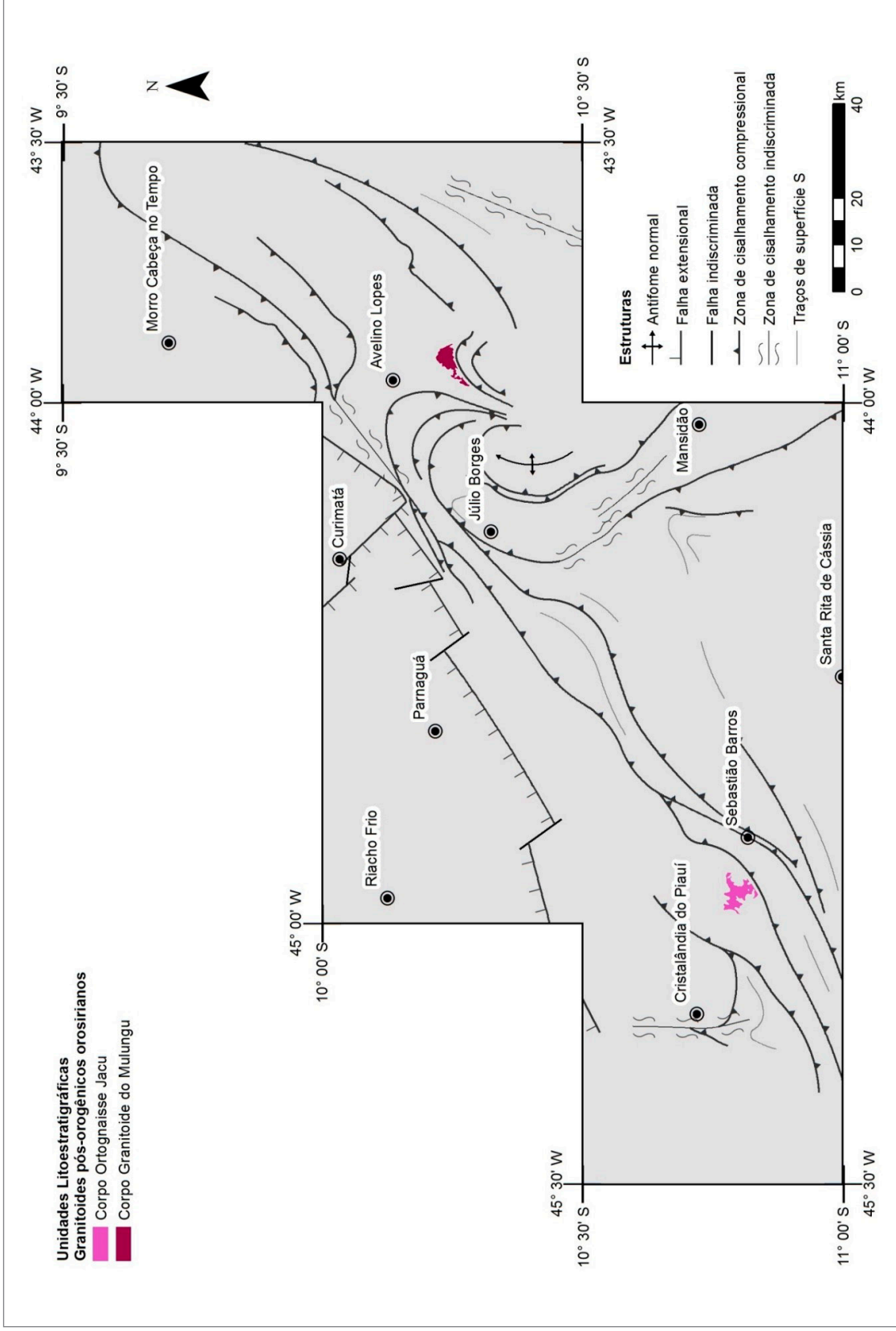


Figura 3.37 - Área de ocorrência dos granitoides pós-orogênicos (orosirianos).

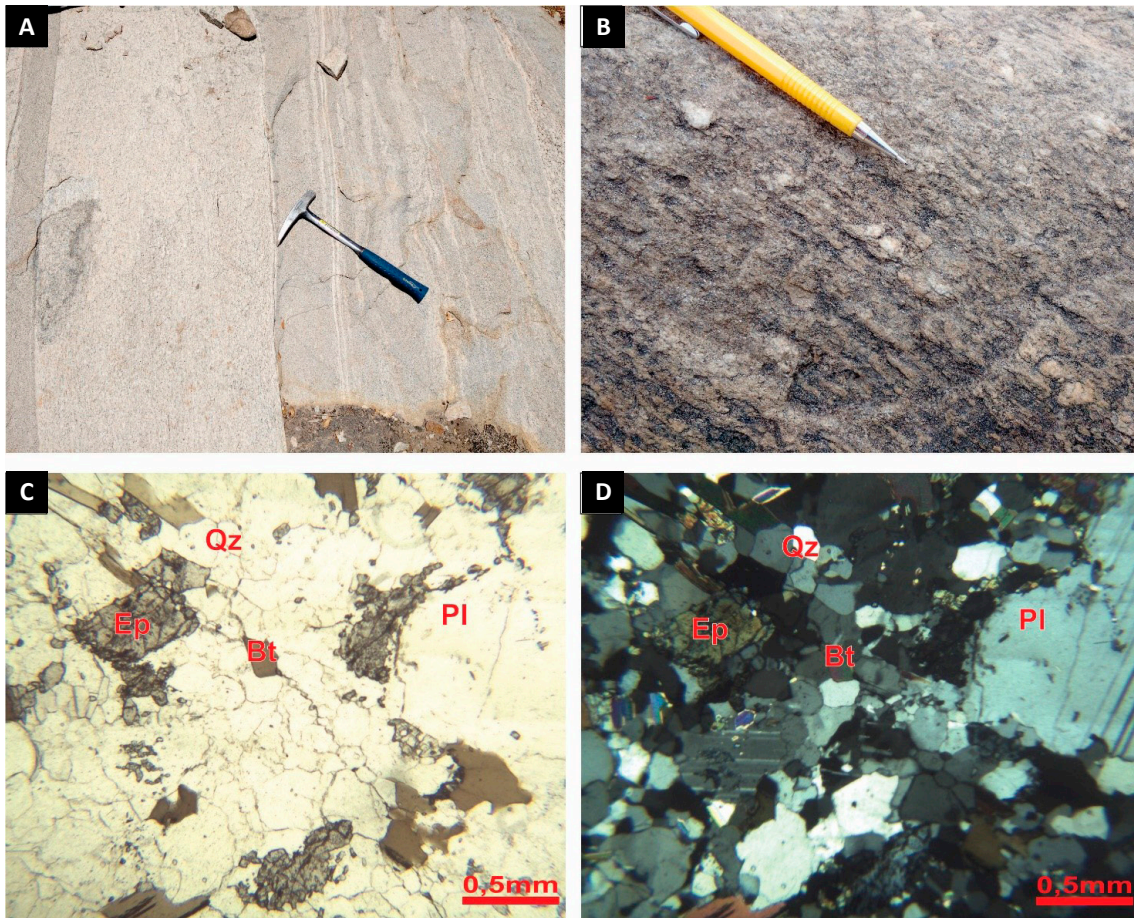


Figura 3.38 - Aspecto geral do afloramento do Granitoide do Mulungu (A) e detalhe do bandamento do afloramento com deformação do feldspato (B), lâmina delgada a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando cristais de quartzo, biotita, epidoto e plagioclásio (C) e (D). Abreviações: Qz – quartzo, Pl – plagioclásio, Bt – biotita e Ep – Epidoto.

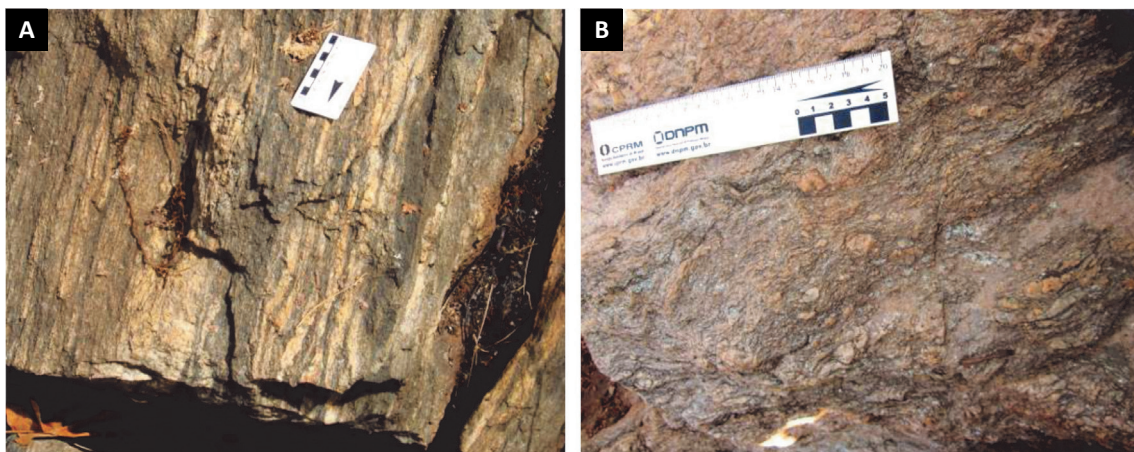


Figura 3.39 - Ortogneisse Jacu migmatizado mostrando as bandas leuco/mesosomáticas (A); Ortogneisse derivado de um meta álcali feldspato granito (B) (Sousa et al., 2017).

3.6.1.1. Granitoide Metaluminoso (PP3γmm)

São granitos alcalino-feldspáticos de coloração rosa claro a acinzentada, granulação média a grossa, foliados, com porções milonitizadas, marcadas pela presença de texturas porfiroclásticas e protomiloníticas orientadas.

Micáceos, especialmente biotita, ocorrem formando níveis milimétricos e descontínuos em concordância com essa estruturação (Figura 3.41A e B).

Microscopicamente a rocha é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita, como minerais principais e muscovita, fluorita,

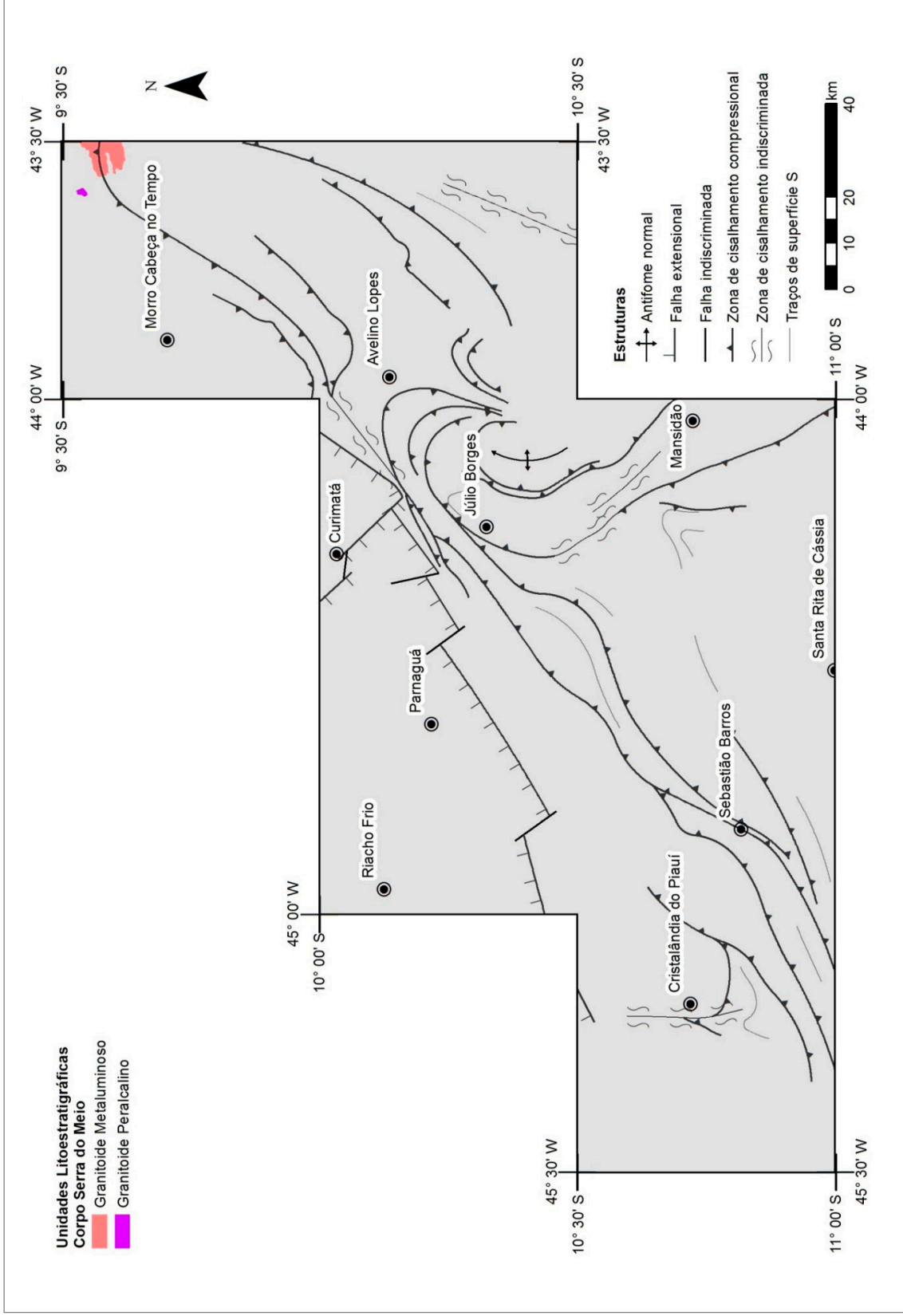


Figura 3.40 - Área de ocorrência do Corpo Serra do Meio.

opacos, zircão, magnetita e calcita, como minerais acessórios (Plá Cid *et al.* 2000).

O quartzo ocorre como grandes cristais apresentando extinção ondulante, comumente recristalizados e com tendência a formação de mosaicos poligonizados, com subgrãos com interfaces retas e junções tríplices (Figura 3.41C e D). O feldspato potássico pode apresentar texturas pertíticas, não raro exibindo cristais sericitizados. O plagioclásio ocorre como cristais subédricos e basicamente está representado pela albita. A biotita é de cor castanha a esverdeada, ocorrendo como cristais lamelares, dispostos como feixes alinhados intersticialmente. Localmente, pode ocorrer transformada em muscovita, associada a magnetita e calcita intersticial, sugerindo a presença de fluidos ricos em Fe-CO₂. Cristais de fluorita incolor e roxo foram anotados intersticialmente. Os minerais opacos e zircão ocorrem dispersos na textura da rocha.

3.6.1.2. Granitoide Peralcalino (PP3λma)

Os granitoides peralcalinos são constituídos por granitos alcalino-feldspáticos e quartzo-álcali feldspato

sienitos de coloração variando de rosa clara a escuro, médios a grossos, porfiríodes, foliados, com componentes maiores, comumente feldspatos alcalinos, alongados segundo a anisotropia da rocha (Figura 3.42A) (Plá Cid *et al.*, 2000).

Uma característica dos granitos peralcalinos é a presença de feições magmáticas preservadas, tais como cristais esparsos de minerais máficos zonados e subédricos, assim como formando inclusões em feldspatos alcalinos (Conceição, 1990; Plá Cid, 1994).

É importante destacar que os álcali-feldspato granitos predominam sobre os quartzo-álcali feldspato sienitos e frequentemente ocorrem milonitizados com texturas porfiroclásticas.

Microscopicamente, os principais minerais são o feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita. Como minerais acessórios ocorrem anfibólio, piroxênio sódico, carbonato, allanita, titanita, magnetita, apatita, opacos e zircão.

A matriz, recristalizada, é constituída por um agregado de cristais muito finos de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico (Leite & Fróes, 1989), sendo que esse último também ocorre como cristais porfiroclásticos

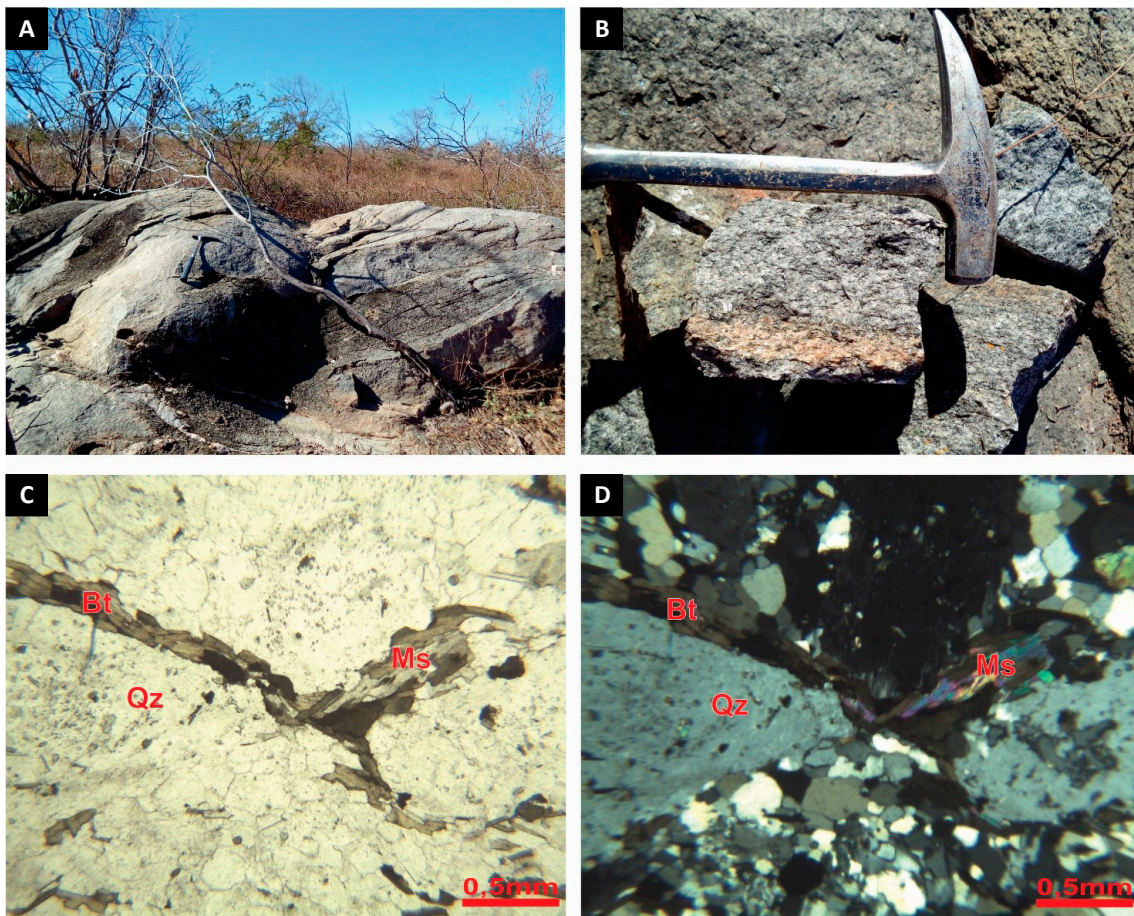


Figura 3.41 - Aspecto geral do afloramento do Granitoide Serra do Meio, fácies metaluminosa (A) e (B) e fotomicrografia em nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando cristais de quartzo, biotita e muscovita (C) e (D). Abreviações: Bt – biotita, Qz – quartzo e Ms - muscovita.

microperitíticos fraturados ou partidos. O plagioclásio albitico mostra contatos retos entre si formando junção tríplice. O quartzo ocorre em cristais dispostos em faixas orientadas, com contatos imbricados. A biotita avermelhada a castanha ocorre em cristais subédricos orientados acompanhando a foliação milonítica (Figura 3.42B e C).

O anfibólio foi identificado como riebeckita, tanto constituindo fenoblastos poiquilíticos de coloração azul escuro a castanho como grãos subédricos intersticiais, corroborando as observações de Leite *et al.* (1991), que reconhecem essas duas gerações de riebeckita. A geração com cristais intersticiais seria produto de recristalização durante uma transposição tectono-deformacional, sendo anotados rodeados por aegirina e com disposição paralela à foliação da rocha. A segunda geração, correspondente aos fenoblastos poiquilíticos, também gerados por recristalização, porém com origem atribuída a eventos pós-tectônicos. Os cristais de riebeckita não possuem orientação preferencial e englobam remanescentes de aegirina, assim como de álcali-feldspato, quartzo e albita (Plá Cid *et al.*, 2000). A allanita, carbonato, titanita, magnetita, apatita, opacos e zircão ocorrem como minerais dispersos pela rocha.

A única amostra da unidade com dados litogeoquímicos disponíveis, quando plotada nos diagramas da Figura 3.43 sinaliza tendência a um comportamento ácido alcalino e peraluminoso.

Baseados nos diagramas multielementares (Figura 3.44), as rochas da unidade apresentam anomalias positivas em Rb, Th, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Zr, Dy e negativas em Cs, Ba, Pb, Sr, P, Ti.

No diagrama Y+Nb vs. Rb (Figura 3.45A) a amostra representativa da unidade está relacionada a granitos intraplaca (WPG), sendo que no diagrama Ta/Yb vs. Th/Yb (Figura 3.45B) fica plotada no campo da zona vulcânica intraplaca (WPVZ).

No diagrama Zr+Nb+Ce+Y vs. FeOt/MgO (Figura 3.45C), por sua vez, esse amostra do granitoide peralcalino da unidade Serra do Meio indica comportamento de granitos do tipo A e no diagrama ternário Rb/30 – Hf – 3xTa (Figura 3.45D) de ambiente de intraplaca.

No diagrama R1 vs. R2 (Figura 3.45E) a amostra do granitoide peralcalino fica plotada no limite entre os campos do granitos sin-colisionais e pós-orogênicos.

O comportamento litogeoquímico da única amostra analisada da unidade Serra do Meio, relativa a fácies peralcalina, indica que as rochas da unidade, ou pelo menos parte delas, poderia estar relacionada a intrusões sin-colisionais a pós-tectônicas.

3.7. FORMAÇÃO FORMOSA DO RIO PRETO

A Formação Formosa do Rio Preto ocorre na porção sudoeste da área (Figura 3.46), entre as cidades de Formosa do Rio Preto – BA e Cristalândia do Piauí – PI onde está subdividida em dois conjuntos principais, um quartzítico, de natureza psamítica, e outra formado por unidades xistosas, para as quais se admite que sejam derivadas de protólitos grauvaqueanos. A unidade foi originalmente definida por Caxito (2010) para uma sequência sedimentar metamorfizada em fácies xisto verde a anfibolito, composta por granada-mica xistos, quartzitos micáceos, metarritimitos, meta-grauvacas e metacherts ferromagnesianos, localmente com intercalações de metamáficas formadas por xistos verdes e ortoanfíbólitos, que ocorrem paralelizadas à foliação dos metassedimentos.

O contato da unidade com os gnaisses do Complexo Cristalândia do Piauí, unidade mais antiga no entorno dos metassedimentos da Formação Formosa da Rio Preto, são em grande parte tectônicos e marcados por zonas de cisalhamento compressionais, sendo seus limites orientais a leste de Cristalândia do Piauí, caracterizados por estruturas de baixo ângulo e com direção preferencial NW-SW, enquanto os contatos meridionais a sul daquela cidade de direção E-W e indicando empurrões para sul. A oeste, parte dos metassedimentos da unidade são separados da subunidade Vereda do Complexo Cristalândia do Piauí por zona de cisalhamento vertical de caráter dextral (Caxito, 2010), sendo os demais contatos ocidentais integralmente limitados pelos sedimentos da bacia Sanfranciscana.

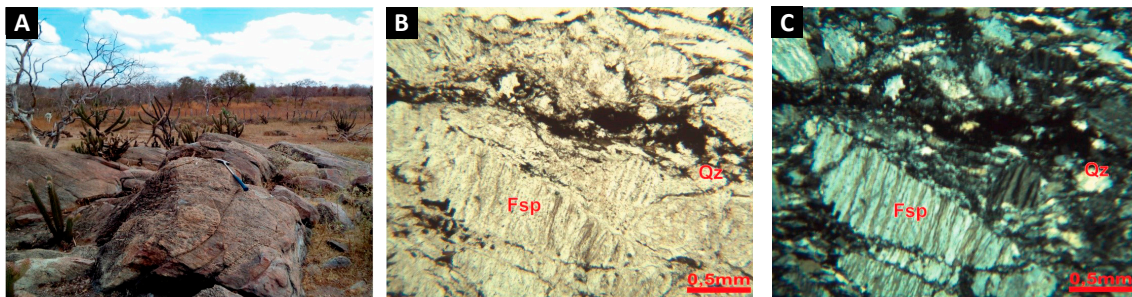


Figura 3.42 - Aspecto geral do Granito Serra do Meio, fácies peralcalina em afloramento (A) e fotomicrografia em a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando a associação entre quartzo e feldspato (B) e (C). Abreviações: Qz – quartzo e Fsp - feldspato.

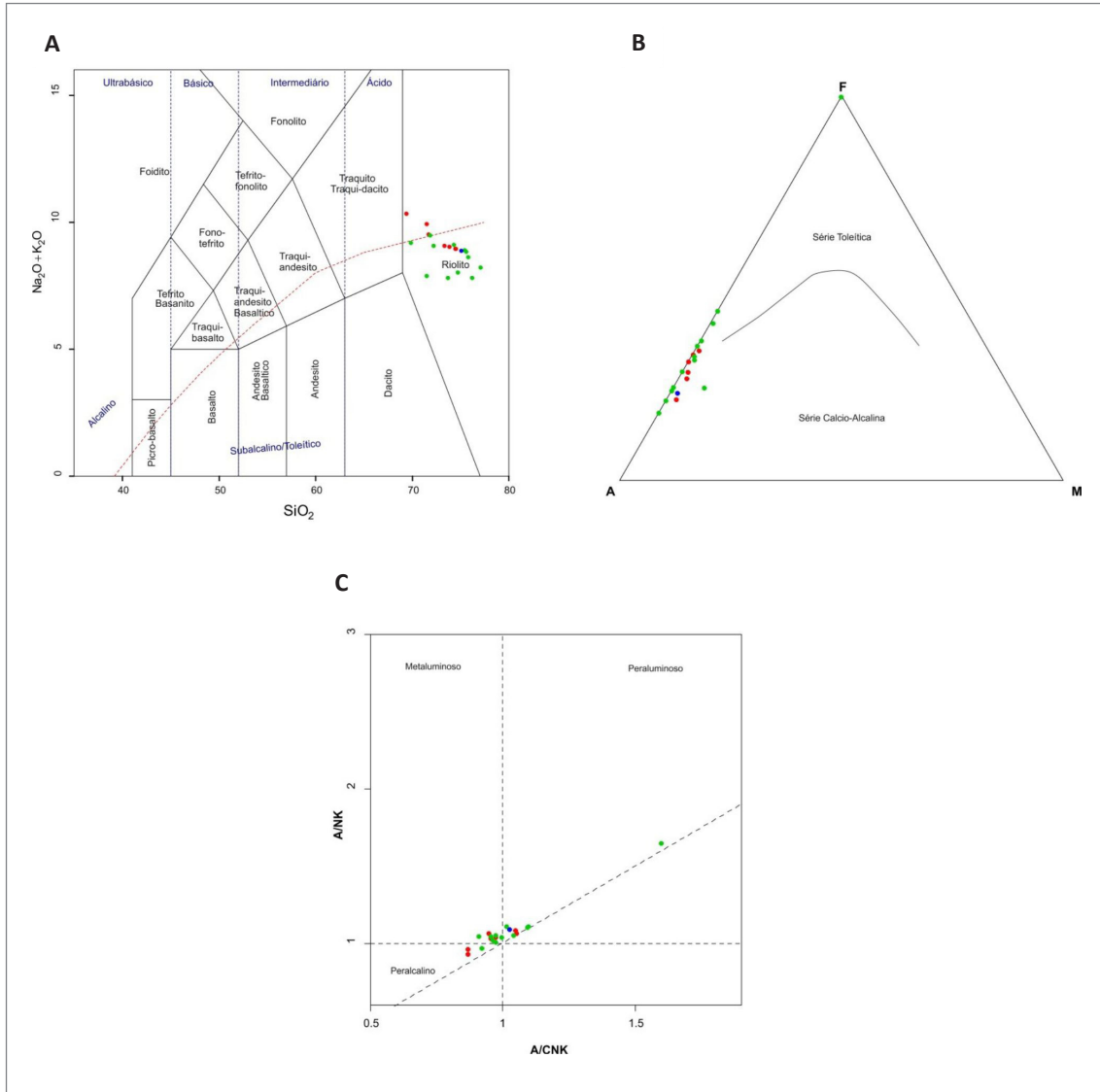


Figura 3.43 - Amostras plotadas nos gráficos: (A) diagrama TAS (Le Bas et al., 1986); (B) diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); (C) diagrama A/CNK – A/NK (Maniar & Picolli, 1989); Simbologia: PP3λma – ●; NP1γ2a – ●; NP1γ2sp – ●.

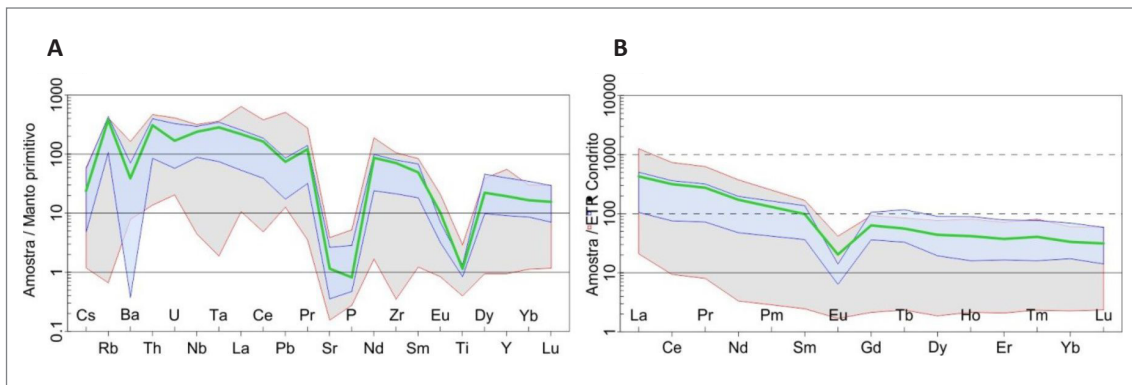


Figura 3.44 - Gráficos multi-elementares normalizados: (A) de manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) e (B) ETR normalizados de condritos (Nakamura, 1974). Simbologia: PP3γma – verde, NP1γ2a – azul e NP1γ2sp – cinza.

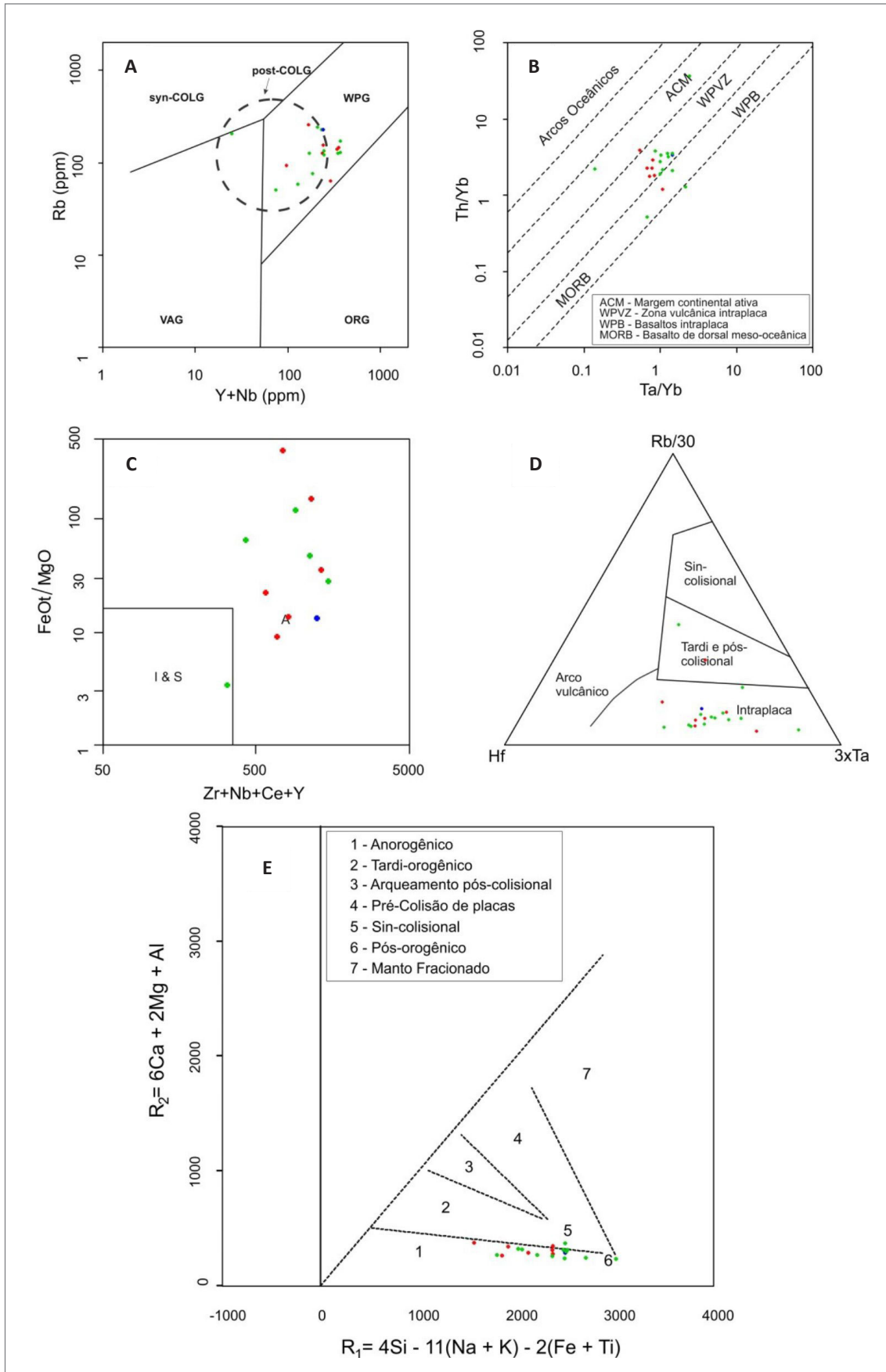


Figura 3.45 - Diagramas de classificação geotectônica: (A) Y+Nb – Rb (Pearce, 1996 modificado de Pearce et al., 1984), (B) Ta/ Yb – Th/Yb (Shandl & Gorton, 2002), (C) Zr+Nb+Ce+Y – FeOt/MgO (Whalen, 1987), (D) Rb/30 – Hf – 3xTa (Harris et al., 1986) e (E) R1 – R2 (Batchelor & Bowden, 1985). Simbologia: PP3λma – ●; NP1γ2a – ●; NP1γ2sp – ●.

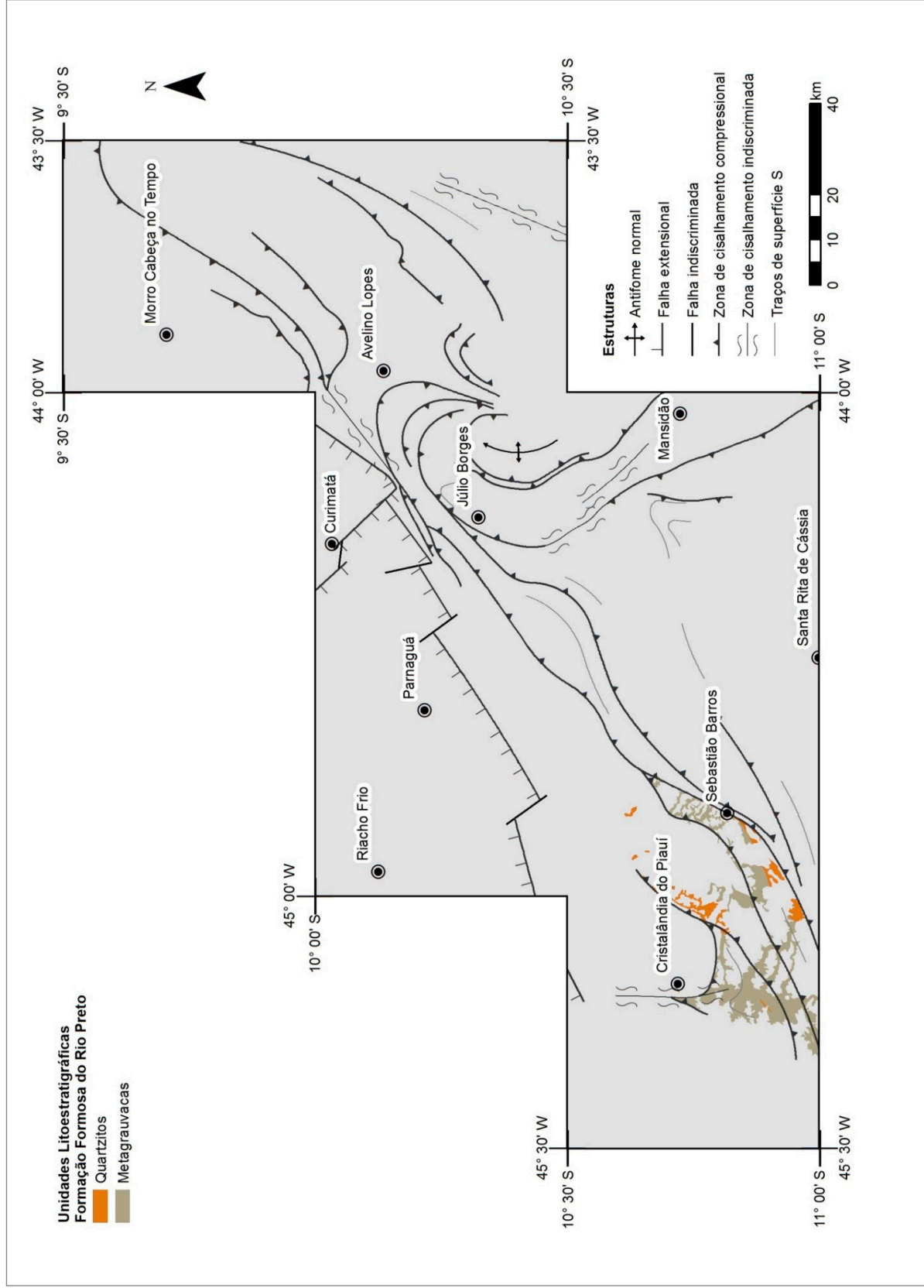


Figura 3.46 - Área de ocorrência da Formação Formosa do Rio Preto.

Os quartzos xistos, que são predominantes na Formação Formosa do Rio Preto na área de trabalho, apresentam coloração cinza rósea, granulação média a grossa, com frequentes porções quartzosas, e presença de remanescentes grãos feldspáticos detriticos na textura, sugerindo como possíveis protólitos sedimentos psamíticos impuros de provável de natureza grauvaqueana. São rochas bem foliadas, com essa estrutura localmente evidenciando dobramentos (Figura 3.47A). Níveis subordinados intercalados à unidade, formados por granada-mica xistos, com estaurólita eventual, poderiam ser interpretados, por sua vez, como derivados do metamorfismo de sedimentos pelíticos. Essas últimas rochas são de cor cinza, com textura lepidoblástica, com granada se destacando como porfiroblastos (Figura 3.47B).

Os porfiroblastos de granada quase sempre ocorrem rotacionados com sombras de pressão de quartzo nas bordas. A paragênese principal dos xistos é formada por estaurólita, biotita, muscovita, plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, o que indica o pico metamórfico em fácies anfibolito e retrometamorfismo em fácies xisto verde, este último evidenciado pela presença de clorita como alteração de minerais máficos.

As metamáficas predominantes na região de estudo apresentam coloração verde e bandamento centimétrico, alternando finas bandas de biotita com bandas ricas em tremolita/actinolita e são correspondentes principalmente a xistos máficos, precisamente tremolita-actinolita-clorita-epidoto xistos. Ortoanfibolitos ocorrem de forma mais subordinada.

Na localidade de Brejinho (Formosa do Rio Preto – BA) aflora um biotita-clorita anfibolito com grandes cristais de plagioclásio, para os quais admite-se correspondência com amígdalas de metabasalto (Figura 3.47D). Ocorre como uma lente concordante intercalada à metagrauvascas da Formação Formosa do Rio Preto.

Os quartzitos, abundantes na unidade e com várias ocorrências expressivas nos seus segmentos orientais, são formados basicamente por muscovita quartzitos e estaurólita-muscovita quartzitos (Figura 3.47C). São geralmente quartzitos impuros de coloração branca, granulação fina a média, bandados, por vezes milonitizados, compostos por estaurólita, muscovita e quartzo como minerais principais e opacos como acessórios. Intercalações lenticulares de xistos, por vezes granadíferas, foram anotadas localmente.



Figura 3.47 - Visão geral de litologias na Formação Formosa do Rio Preto. (A) Xistos grauvaqueanos; (B) Granada xistos; (C) Estaurólita-muscovita quartzitos; (D) Biotita-clorita anfibolito com grandes cristais alongados de plagioclásio.

Caxito *et al.* (2015), baseados em dados geoquímicos e isotópicos, interpretaram os anfibolitos da unidade como parte de uma crosta máfica orosiriana (1,96 Ga), provavelmente gerada em um ambiente relacionado à subducção, em uma bacia de retro-arco.

3.8. GRANITOIDES ANOROGÊNICOS NEOPROTEROZOICOS

Granitoides anorogênicos e gerados durante o neoproterozoico compreendem as unidades Serra da Pintada e Algodões (Figura 3.48).

3.8.1. Corpo Granitoide Serra da Pintada (NP1 γ 2sp)

O granitoide Serra da Pintada aflora entre as folhas Avelino Lopes e Cabeça no Tempo, no extremo nordeste da área, configurando faixas alinhadas amoldadas ao *trend* das estruturas regionais. Seus contatos são tectônicos com o Complexo Cristalândia do Piauí, marcados por zonas de cisalhamento compressionais de direção NE-SW e caimento para noroeste (Figura 3.48). Seus afloramentos são caracterizados pela exposição de grandes lajedos e blocos residuais, onde se evidenciam o forte caráter foliado de suas rochas, devido ao cisalhamento (Aquino & Batista, 2011) (Figura 3.49A e B).

São granitos de composição álcali-granítica a sienogranítica, com coloração clara a rosada, granulação média a grossa, frequentemente porfiroides, em geral milonitizados e foliados, com mineralogia essencial a base de feldspato potássico (ortoclásio e micriclínio), quartzo, plagioclásio, com acessórios incluindo biotita, epidoto, muscovita e opacos. Uma incipiente gnaissificação está marcada pela alternância entre níveis quartzo-feldspáticos e níveis máficos formados por biotita, opacos e epidoto.

Microscopicamente as rochas apresentam várias estruturas de recristalização dinâmica formadas por quartzo e feldspato.

Os cristais de quartzo e a biotita compõem a matriz fina e foliada onde estão imersos os porfiroclastos de feldspato.

O quartzo encontra-se estirado e repleto de estruturas de recristalização dinâmica, cominuído, formando mosaicos na forma de microcristais alongados e orientados, compondo uma trama milonítica.

A biotita é observada restrita a certos domínios, o que sugere um processo de gnaissificação incipiente. Ocorre orientada, localmente alterada para clorita, acompanhando níveis quartzosos.

O plagioclásio e o feldspato alcalino ocorrem principalmente na forma de porfiroclastos, sobretudo o feldspato alcalino, estirados e contornados por feixes de biotita e níveis recristalizados de quartzo. Geralmente apresentam, quando preservadas, exsoluções de pertita (feldspato potássico) e antipertita (plagioclásio).

Nos afloramentos observam-se planos de foliação configurando dobras apertadas, com padrão de redobramento do tipo coaxial. Essas características comprovam uma zona de compressão que atuou em frentes de empurrão com transporte de norte/noroeste para sul/sudeste, ora afetando a rocha de forma dúctil e ora frágil (Aquino & Batista, 2011).

De acordo com os dados litogeoquímicos (Figura 3.43A, B e C) as rochas da unidade são ácidas com franca tendência alcalina, de caráter metaluminoso a peralcalino.

Anomalias positivas em Rb, Th, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Zr, Dy e negativas em Cs, Ba, Pb, Sr, P, Ti foram observadas nos diagramas multielementares (Figura 3.44).

Nos diagramas de ambiente tectônico (Figura 3.45A, B, C, D e E) os granitoides Serra da Pintada apresentam afinidades com granitos pós-tectônicos a francamente anorogênicos de ambiente intraplaca.



Figura 3.48 - (A) Aspecto geral de um afloramento de biotita ortognaisse; (B) Ocorrência de opaco-biotita sienogranito milonítico (Aquino & Batista, 2011).

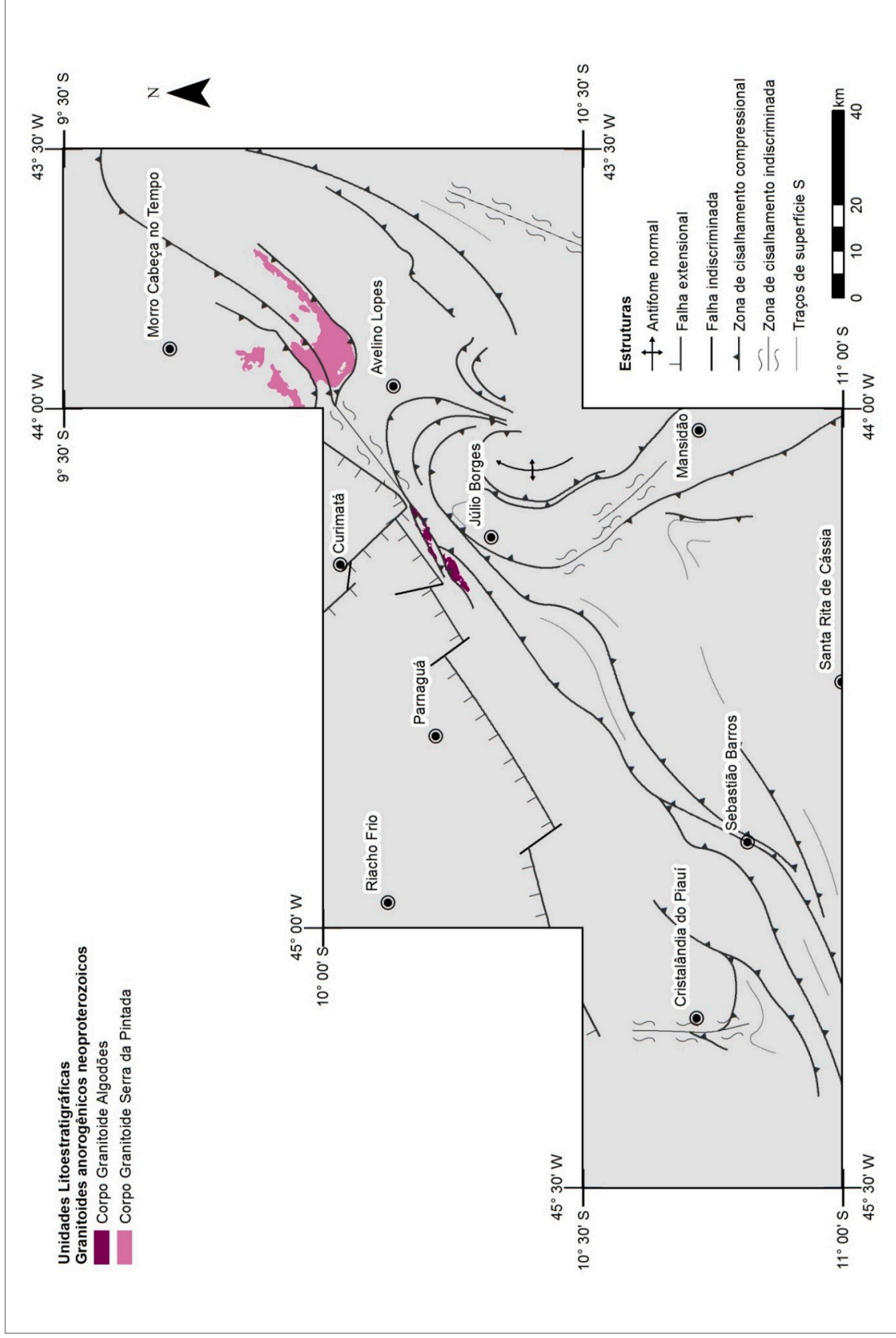


Figura 3.49 - Área de ocorrência dos granitoides neoproterozoicos.

3.8.2. Corpo Granitoide Algodões (NP1γ2a)

O Granitoide Algodões ocorre apenas na folha Curimatá, na porção central da área, formando três corpos ovalados e alinhados por mais de 25 km, ao longo da borda sudeste da Serra do Gado Bravo, em conformidade ao *trend* regional NE-SW. São corpos de menor expressão, quando comparados às ocorrências da unidade Serra da Pintada. Seus contatos, a exemplo desse último, são tectônicos com as rochas do Complexo Cristalândia do Piauí, marcados por zonas de cisalhamento compressionais de direção NE-SW com caimento para sudeste (Figura 3.48).

São rochas graníticas alcalinas, com variação para termos sieníticos e quartzo-sieníticos, com coloração rosa claro a acinzentada, com granulação fina a média variando para termos médios a grossos até porfiroides, em geral milonitizados e foliados. Texturas porfiroclásticas estão marcadas por grandes cristais de feldspato alcalino, que se mostram deformados e parcialmente recristalizados, alongados segundo a foliação (Figura 3.50A e B)

Microscopicamente a rocha revela mineralogia essencial composta por quartzo, feldspato potássico,

plagioclásio e biotita, tendo como principais acessórios opacos, zircão, fluorita, monazita e allanita. Localmente o granitoide pode estar enriquecido em muscovita imprimindo forte caráter foliado.

O quartzo apresenta-se cominuído e frequentemente estirado, formando uma trama milonítica configurando níveis (Figura 3.50C e D), que junto com feixes de micas contornam os porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio.

O feldspato potássico e o plagioclásio, em geral, ocorrem como porfiroclastos. O feldspato potássico frequentemente apresenta textura pertítica e processos de sericitização.

A biotita está parcialmente alterada e se apresenta na forma de lamelas com granulação fina a média, enquanto que a muscovita é muito fina e ocorre na forma de sericita como inclusões no feldspatos alcalinos.

De acordo com Aquino (no prelo), os resultados litoquímicos evidenciam o caráter alcalino desses corpos com teores de sílica de 59 a 78% e sódio + potássio de 6 a 10%. Esses teores aproximam o Granitoide Algodões da unidade Granitoide Serra da Pintada.

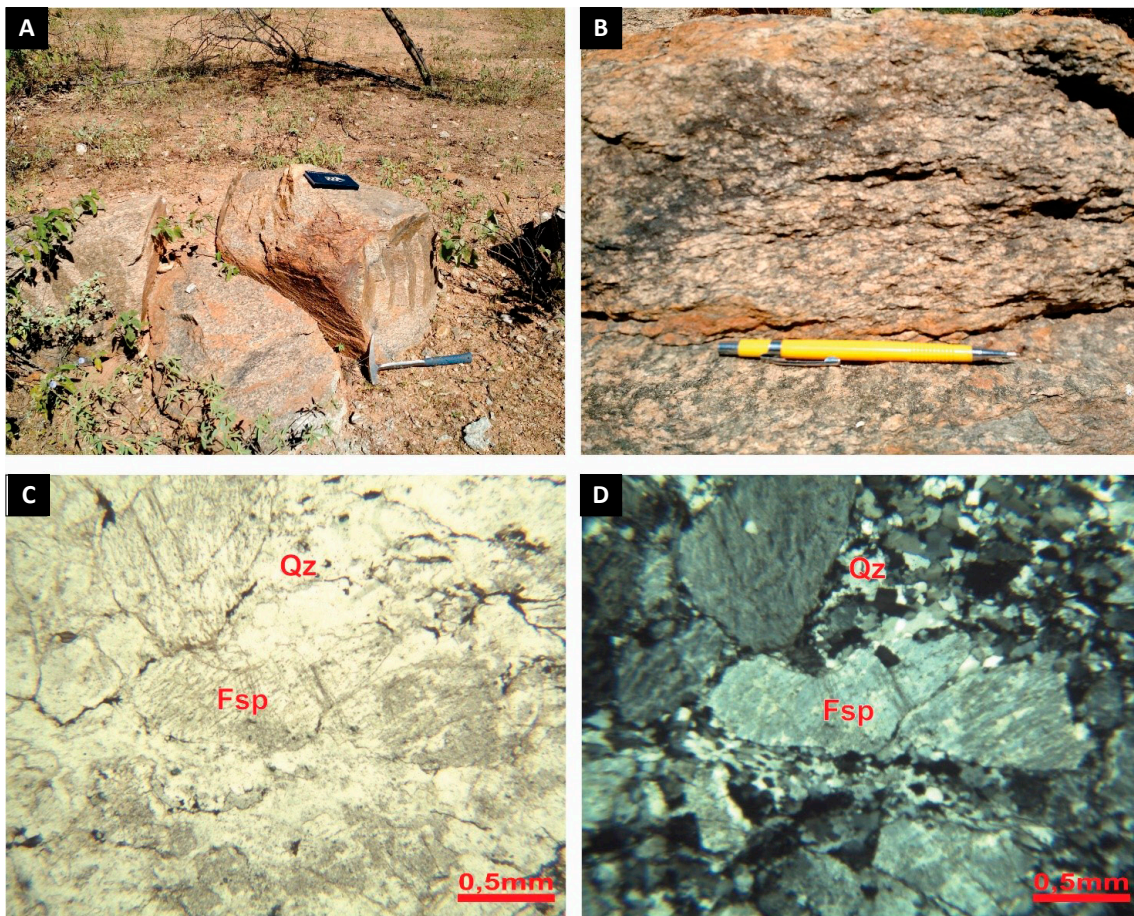


Figura 3.50 - Aspecto geral do afloramento do Granitoide Algodões (A) e detalhe da foliação (B), fotomicrografia a nicóis cruzados e paralelo, respectivamente, mostrando os cristais de quartzo e feldspato (C) e (D). Abreviações: Qz – quartzo e Fsp - feldspato.

Nos diagramas de classificação litogeoquímica (Figura 3.43A, B, e C) as rochas da unidade são ácidas, francamente com tendência alcalina e com caráter peralcalino a metaluminoso.

Nos diagramas multielementares (Figura 3.44) as rochas da unidade apresentam anomalias positivas em Rb, Th, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Zr, Dy e negativas em Cs, Ba, Pb, Sr, P, Ti.

Da mesma forma que as unidades Serra da Pintada, o comportamento das rochas do granitoide Algodões nos diagramas de ambiente tectônico (Figura 3.45A, B, C, D e E) indica sua natureza relacionada a intrusões pós-tectônicas a principalmente anorogênicas de ambiente intraplaca.

3.9. GRUPO RIO PRETO (NP1rp)

O Grupo Rio Preto foi mencionado pela primeira vez por Barbosa & Batista (1971) para uma sequência de metassedimentos localizados na borda noroeste do Cráton São Francisco. Egydio-Silva (1987) realizou datações K-Ar em uma soleira máfica intercalada ao acamadamento desses metassedimentos e obteve uma idade de 840 Ma. O autor, com base na paragênese mineral do local indicou um metamorfismo incipiente a fraco (Ciclo Brasileiro), considerando que a temperatura não foi suficiente para alterar o equilíbrio isotópico dos anfibólios. Sendo assim, admitiu que essa datação estaria próxima da idade de cristalização da rocha da soleira, e por consequência da idade mínima de sedimentação da hospedeira.

Caxito *et al.* (2012a), a partir de novos elementos da região da Faixa Rio Preto, propuseram a substituição do termo do Grupo Rio Preto por Formação Formosa. Porém, Aquino (no prelo) e Sousa *et al.* (2017) mantiveram o uso do termo Grupo Rio Preto, subdividindo-o em cinco fácies: metassedimentos conglomeráticos, metassedimentos quartzosos-meta-arenitos, metassedimentos quartzosos-quartzitos, metassedimentos xistosos e metassedimentos xistosos com grafita (Figura 3.51). Esta última classificação é a utilizada neste projeto.

O Grupo Rio Preto é uma das unidades mais importantes da área por conta do seu potencial econômico em mineralizações de titânio, ferro, manganês e grafita, sendo, neste sentido, selecionada como um dos principais focos para os trabalhos do projeto.

O contato dos metassedimentos do Grupo Rio Preto com o embasamento se dá principalmente por zonas de cisalhamento dúcteis ou por falhas. Próximos aos falhamentos o metamorfismo é de médio grau, sendo gradativamente menor à medida que se afasta dessas estruturas, atingindo um metamorfismo de baixo grau.

Nota-se em geral que o metamorfismo no Grupo Rio Preto aumenta no sentido sul-norte, sendo relativamente

mais baixo ao sul da Serra da Tabatinga, longo acidente topográfico que se estende na direção NE-SW desde a região sul da cidade Sebastião Barros ao norte da cidade Júlio Borges. Nas rochas mais deformadas, ao norte da Serra da Tabatinga e na porção central da área, o pico de metamorfismo atingiu fácies anfíbolito, formando, localmente, bandamento gnáissico incipiente com porfiroblastos de cordierita. É registrado também retrometamorfismo em fácies xisto-verde, marcado, pela alteração de biotita para muscovita.

Na área do projeto as faixas de ocorrência do Grupo Rio Preto se distribuem, grosso modo, alinhadas à estruturação regional principal de direção NE-SW, desde a folha Cristalândia do Piauí até a folha Avelino Lopes, em parte controladas por zonas de cisalhamento compressionais com caimento variando de SSW a SE. Na folha Mansidão e a sul da folha Curimatá formam faixas acompanhando zonas de cisalhamento transpressionais subsidiárias de direção NNW-SSE, que infletem para nordeste na altura da cidade Júlio Borges, integrando-se à estruturação principal NE-SW. A sul-sudoeste da cidade de Avelino Lopes as zonas de cisalhamento adquirem caráter curvilíneo com zonas de empurrão para NNE e limitando as faixas de ocorrência dos metassedimentos do Grupo Rio Preto nessa região. A foliação mais pronunciada dos metassedimentos tem direção NE-SW, mas varia conforme a cinemática das faixas de cisalhamento (Figura 3.51).

3.9.1. Metassedimentos Xistoso (NP1rp3)

Esta é a unidade de maior expressão geográfica da área, estando presente em todas as sete folhas que compõem o projeto. Seus afloramentos, geralmente, estão expostos nos vales e sopés de morros, bem como nas redes de drenagem. Este fácies compõe a porção mais fina, granulometricamente, dos metassedimentos do Grupo Rio Preto.

A unidade é composta principalmente por muscovita xisto e quartzo-muscovita xistos finos, com textura lepidoblástica e coloração cinza prateado (Figura 3.52A), adquirindo coloração amarelo-alaranjado quando intemperizados. É recorrente também a presença de sericita xistos finos de cor cinza esbranquiçado e textura lepidoblástica, sendo compostos essencialmente por muscovita, quartzo e granada (Figura 3.52B).

A mineralogia dos metassedimentos pode encerrar como minerais principais muscovita, quartzo, biotita, titano-biotita, granada e grafita, sendo acessórios turmalina, óxido de ferro, óxido de manganês, clorita, rutilo e ilmenita. Localmente, constatou-se a presença de silimanita, pirofilita e cordierita, sinalizando condições mais enérgicas do metamorfismo.

Os xistos possuem xistosidade gerada segundo o plano axial de dobramento apertado a isoclinal, onde

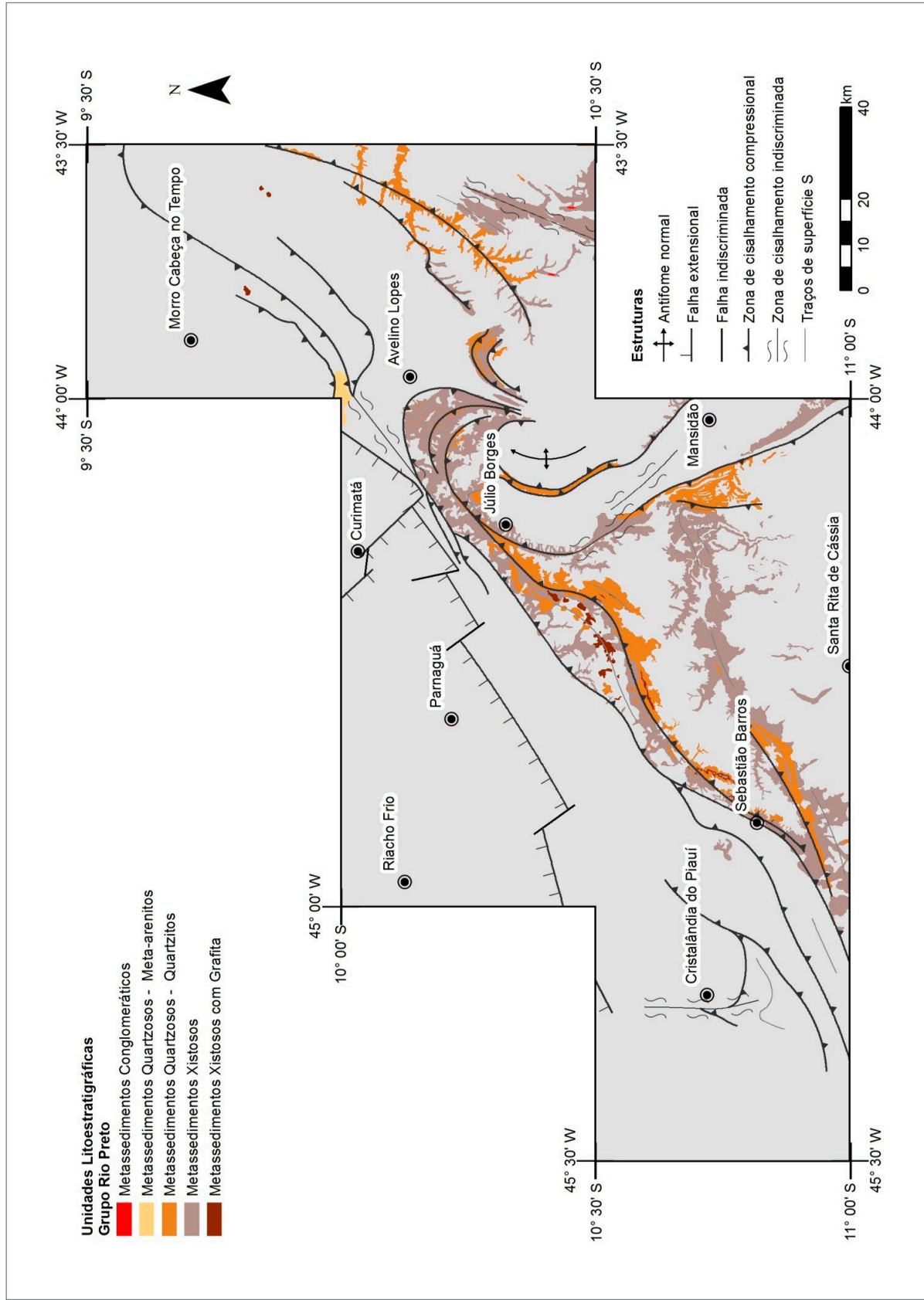


Figura 3.51 - Área de ocorrência do Grupo Rio Preto.

se observa a interferência de dois planos estruturais, relativos a duas famílias de clivagens de crenulação ortogonais entre si. A primeira e mais antiga é uma clivagem de crenulação espaçada com direção paralela a xistossidade e com altos mergulhos, imprimindo a esta última microdobramentos fechados a abertos. A segunda clivagem de crenulação tem direção ortogonal a foliação principal e mergulhos subverticais, imprimindo a ela microdobramentos suaves a abertos (Figura 3.52C e D). Associado a essa clivagem de crenulação registra-se grande reconcentração de óxidos de ferro e manganês, sendo comum também a formação de turmalinas paralelas aos eixos da crenulação.

Em afloramentos nas zonas de cisalhamento dúcteis foram descritos milonitos e até ultramilonitos, sendo registrados nesses sítios muscovita totalmente recristalizada e com uma granulação maior formando peixes de mica.

Subordinadamente aos xistos podem ocorrer níveis de metadolomitos, granada-muscovita-xistos ferruginosos, xistos grafitosos, quartzitos, metassilexitos, gonditos, formações ferríferas e formações manganíferas. É comum a ocorrência acessória de turmalina, rutilo, ilmenita e óxidos de ferro nas rochas da unidade, por vezes fazendo parte da mineralogia principal.

Os quartzitos são esbranquiçados e de granulação fina e textura granoblástica. O granada-muscovita xisto pode conter turmalina e óxido de ferro (Figura 3.53A, B, C e D), normalmente hematita, ou limonita quando intemperizado, o que confere nessas rochas uma coloração avermelhada. A granada nessas rochas é sintectônica e forma uma textura porfiroblástica. Esse tipo de rocha aflora principalmente ao norte da Serra da Tabatinga.

Os gonditos podem possuir até 75% de granada (Figura 3.54A e B). Geralmente é euédrica, do tipo espessartita e possui granulação média, formando junto com o quartzo uma textura granoblástica. Frequentemente, mostram-se parcial a totalmente transformadas para óxido de manganês. Além de quartzo, pode ocorrer nos gonditos manganocummingtonita e muscovita, podendo essas rochas também apresentar um bandamento incipiente formado por níveis granadíferos alternados com níveis quartzosos.

Associados aos gonditos ocorrem as formações manganíferas (Figura 3.55A, B, C e D) que, em geral, possuem coloração preta, granulação média e textura granoblástica ou granolepidoblástica. Essas formações possuem entre 35% a 70% de óxido de manganês. Algumas porções estão bandadas, exibindo uma intercalação entre óxidos de manganês e quartzo. É comum a presença

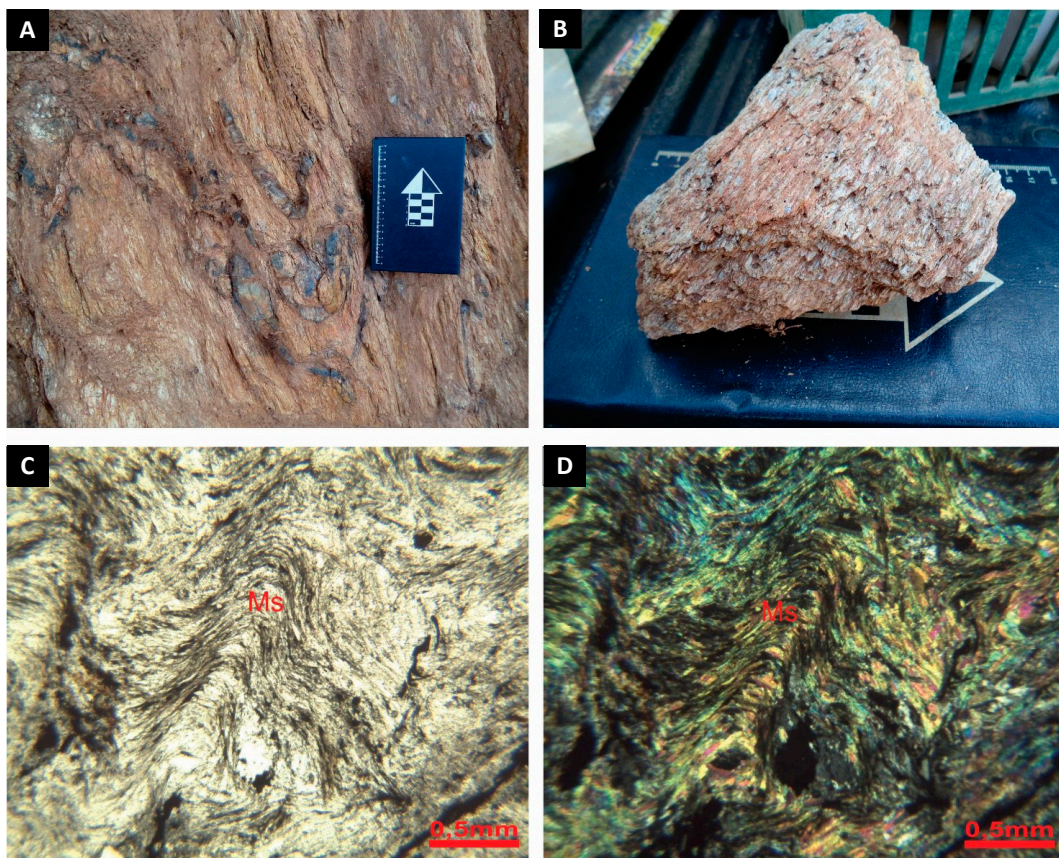


Figura 3.52 - Afloramento da fácies metassedimentos xistoso do Grupo Rio Preto (A), amostra de granada-muscovita xisto (B), fotomicrografia de xisto mostrando crenulação em nicóis paralelos (C) e cruzados (D). Abreviação: Ms – muscovita.

de brechas com interstícios preenchidos por óxidos de manganês e ferro. Em geral, as formações manganíferas apresentam granada reliquiar e muscovita, sendo rara a presença de manganocummingtonita.

As formações ferríferas também podem ocorrer com ou sem bandamento e possuem coloração variando de vermelho a cinza escuro, com granulação fina a média e textura nematoblástica ou granoblástica. Em geral, não são magnéticas, sendo compostas majoritariamente por

hematita. Análises de litogeoquímica identificaram teores de Fe_{2O_3} entre 28% a 75%. Em porções mais intemperizadas é comum observar a formação de crostas limoníticas, sendo também relativamente frequentes a presença de brechas preenchidas por óxidos de ferro e manganês.

Aliás, essa associação entre formações manganíferas e ferríferas não é incomum, possuindo as unidades características de ambas e teores intermediários de ferro e manganês.

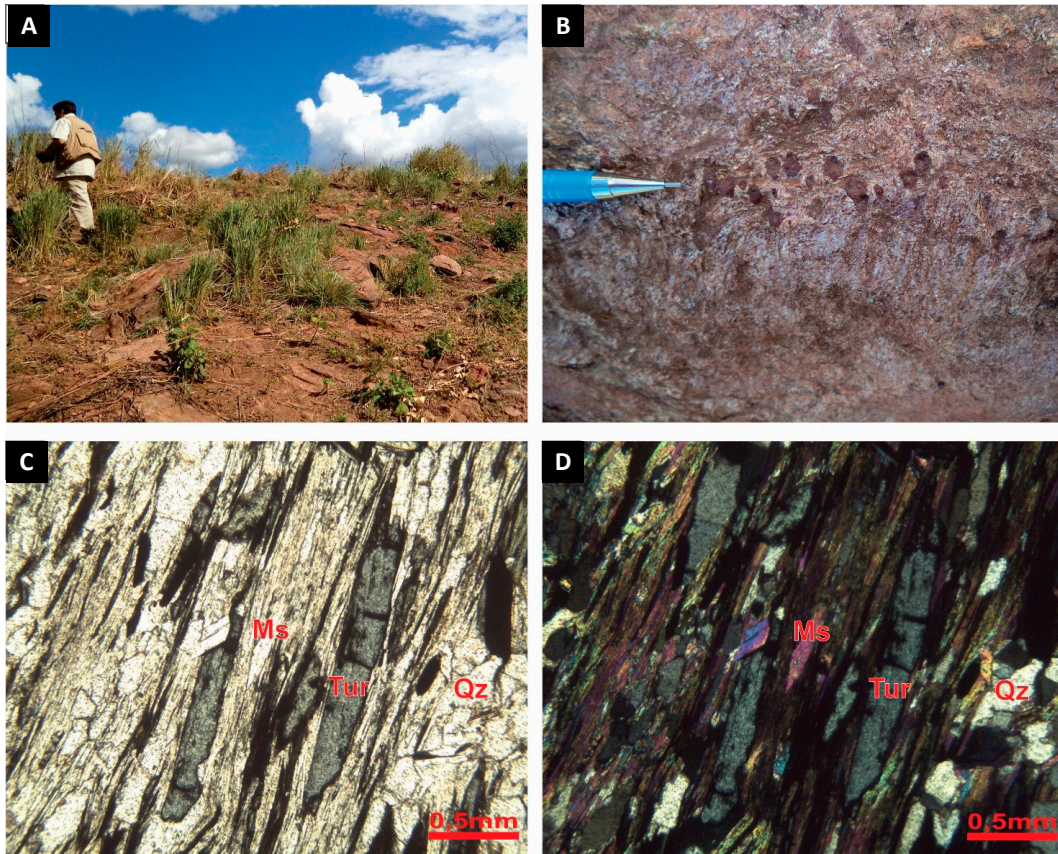


Figura 3.53 - Afloramento de granada-muscovita xisto (A), detalhe das granadas (B), lâmina delgada mostrando os cristais de turmalina a nicóis paralelos (C) e cruzados (D). Abreviações utilizadas: Ms – muscovita, Tur – turmalina e Qz - quartzo.

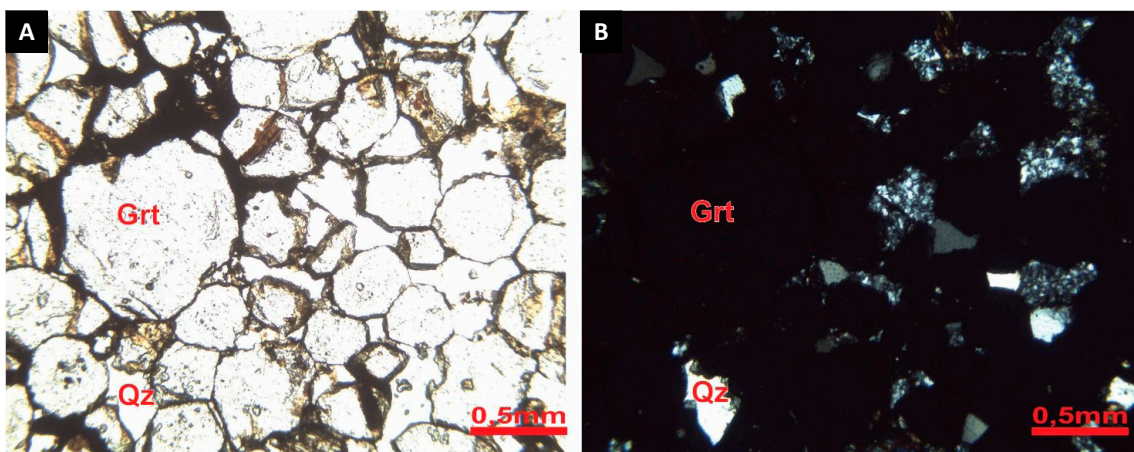


Figura 3.54 - Lâmina delgada a nicóis paralelo (A) e cruzado (B) mostrando o aspecto geral dos gonditos. Abreviações: Grt – granada e Qz - quartzo.

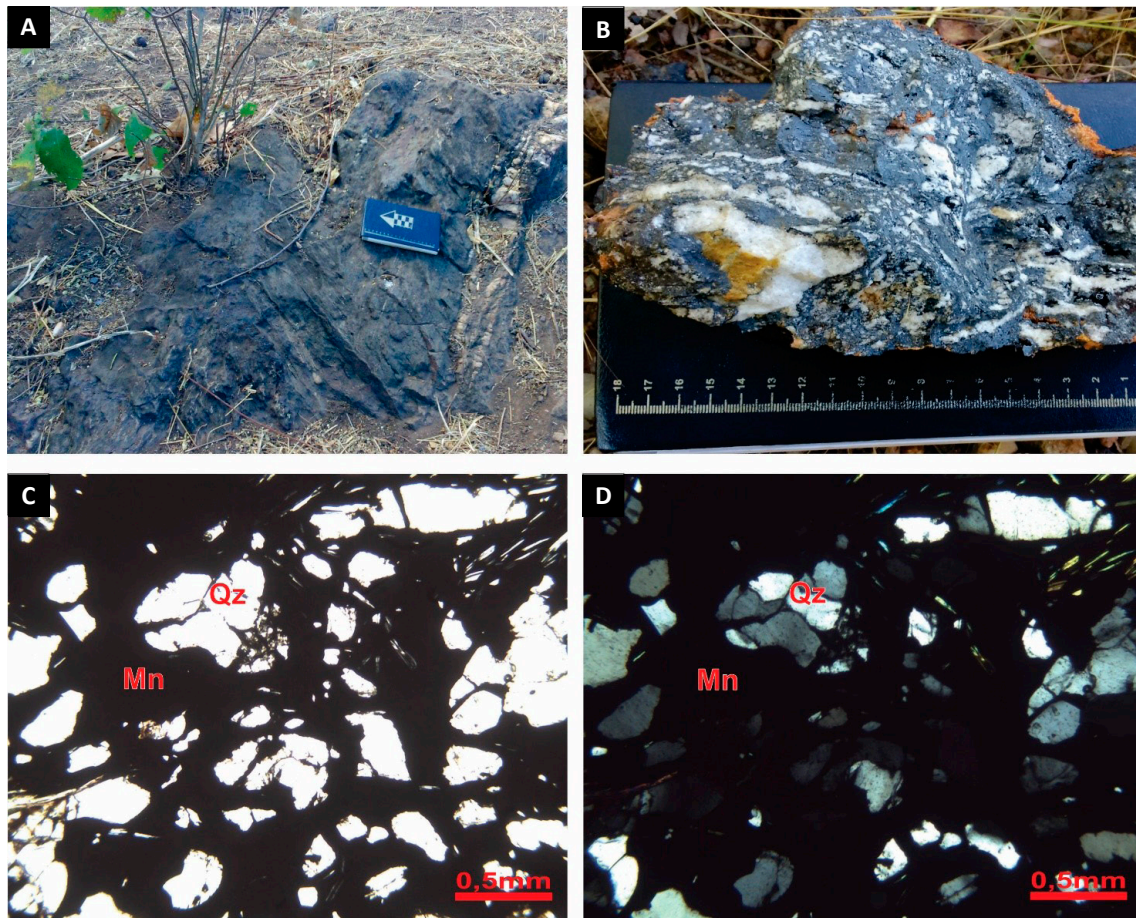


Figura 3.55 - Aspecto de formação manganêsfera do Grupo Rio Preto em afloramento (A), em detalhe (B), em lâmina a nicóis paralelo e cruzados, respectivamente, que mostram a associação entre os grãos de quartzo e a massa de óxido de manganês (C) e (D). Abreviações: Qz – quartzo e Mn – óxido de manganês.

3.9.2. Metassedimentos Xistosos com Grafita (NP1rp3g)

Essa fácies foi descrita e cartografada por Sousa *et al.* (2014) como uma unidade à parte devido ao seu domínio geográfico e importância econômica. Correspondem as lentes de metapelito grafitoso intercaladas aos xistos predominantes do Grupo Rio Preto (Figura 3.56 e Figura 3.57A e B).

Na região de Morrinhos (Parnaguá – PI), localizada à nordeste da Serra da Tabatinga (Figura 3.56), essa fácies possui assinatura característica na imagem de composição ternária RGB (K-eTh-eU) da gama-espectrometria, uma vez que tende a gerar porções de alto valor de K e eU, representando suas áreas com coloração roxa.

Petrograficamente essa fácies é descrita como formada por grafita-muscovita xistos e grafita-quartzo-muscovita xistos (Figura 3.57C e D). Os xistos possuem coloração cinza chumbo, granulação fina, aspecto sedoso e untuoso ao tato e textura lepidoblástica. É comum ainda a ocorrência de granada e rutilo e ocasionalmente

clorita. Essas rochas podem possuir até 40% de opacos e conter localmente a presença de porfiroclastos de pirita, em geral orientados segundo a direção de foliação. Na maioria dos afloramentos, entretanto essas piritas já se encontram totalmente intemperizadas, deixando a rocha repleta de *box work* cúbico de sulfuros limonitizados (Figura 3.58).

Texturalmente os xistos grafitosos se assemelham muito as rochas da fácies dos metassedimentos xistosos, e como essas apresentam também duas crenulações muito bem definidas. Destacam-se ocorrências próximas às zonas de cisalhamento dúcteis onde afloram milonitos grafitosos com minerais de grafita deformados e de granulação consideravelmente mais grossa.

Os xistos grafitosos também podem estar alterados por hidrotermalismo, exibindo nessas ocorrências impregnações de óxidos de ferro ou manganês e adquirindo coloração cinza-avermelhado a cinza escuro. Em geral nota-se que esse hidrotermalismo foi mais intenso na fase de deformação que gerou a superfície de crenulação mais nova.



Figura 3.56 - Afloramento de xisto grafitoso na região de Morrinhos (Parnaguá - PI).



Figura 3.58 - Afloramento de xisto grafitoso com coloração avermelhada oriunda da oxidação de sulfetos.(D). Abreviações: Qz – quartzo e Mn – óxido de manganês.

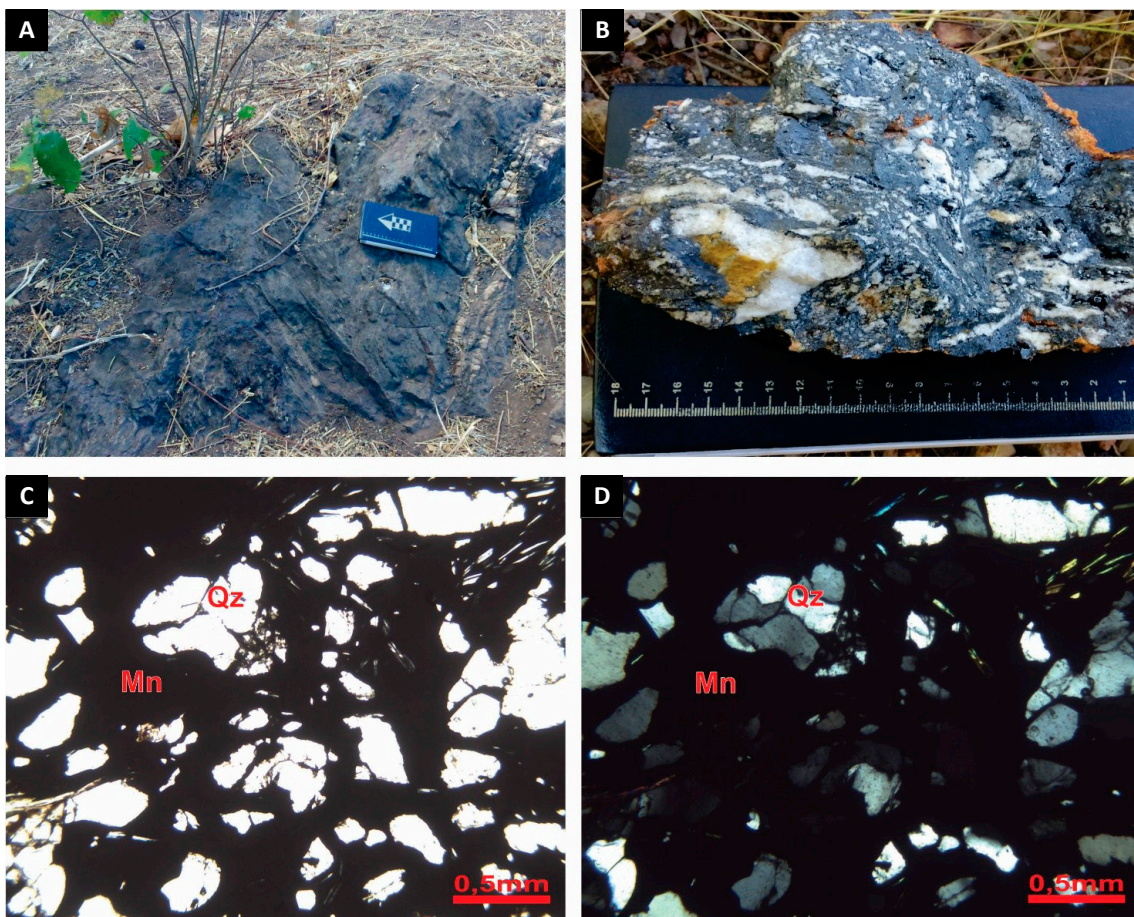


Figura 3.57 - Afloramento de xisto grafitoso exibindo deformação característica com lineações de interceção bem definidas (A). Detalhe de mineral de grafita em meio a muscovita (B), fotomicrografia de lâmina de grafita-granada-muscovita xisto a nicóis paralelos (C) e nicóis cruzados (D) mostrando a associação entre os cristais de granada, grafita e muscovita. Abreviações: Grt – granada, Gr – grafita e Ms - muscovita.

3.9.3. Metassedimentos Conglomeráticos (NP1rp1c)

Esta litologia é encontrada principalmente na porção sudeste da área e em uma ocorrência na porção sul da folha Curimatá, próximo ao contato com o embasamento. É uma unidade não mapeável na escala de trabalho. O metaconglomerado ocorre como lentes intercaladas aos xistos do Grupo Rio Preto e forma afloramentos em encostas de morrotes, alinhados segundo a estruturação regional.

Trata-se de um metaconglomerado suportado pela matriz fina, correspondente a um metadiamicrito de coloração marrom-avermelhada e textura grossa (Figura 3.59). A matriz é composta por quartzo e biotita recristalizados e alinhados, que exibem inclusive uma crenulação. A matriz também pode estar cimentada por material ferruginoso (Aquino & Batista, 2011). Os seixos são arredondados a subarredondados, alguns com mais de 20 cm de comprimento, sendo compostos principalmente por quartzo de veio e, em menor escala, clastos de calcário/mámore calcítico. Nota-se que a deformação tanto rotacionou alguns clastos na matriz, como também fraturou outros, o que pode estar relacionado a uma deformação mais tardia.

Aquino e Batista (2011) interpretaram os sedimentos mais grossos que formam os metaconglomerados como depositados em canais areno-argílicos onde a força do fluxo variava de acordo com as condições climáticas, alterando a deposição dos mesmos, incluindo dos sedimentos finos. Egydio-Silva (1987) relacionou estes conglomerados a uma sedimentação marinha de turbiditos.

3.9.4. Metassedimentos Quartzosos - Quartzitos (NP1rp2q)

Essa unidade ocorre principalmente formando as cristas dos morros nas porções oeste e central da área de estudo. É a unidade que sustenta o platô da Serra da Tabatinga, entre a região a sul da cidade de Sebastião Barros e a região a norte da cidade de Júlio Borges. Outro fator característico dessa unidade é a sua resposta na imagem de composição ternária RGB (K-eTh-eU) da gamaespectrometria, que geralmente possui coloração branca amarelada.

A unidade é formada principalmente por quartzitos puros, muscovita quartzitos e muscovita-quartzo xistos (Figura 3.60A e B). Estas rochas possuem granulação fina a média e, geralmente, apresentam coloração variando de creme claro a branca, até amarelada quando intemperizadas.

O quartzo compõe entre 75% a 95% dos minerais nas porções quartzíticas e pode decair até 60% nos muscovita-quartzo xistos, sendo a quantidade de muscovita variável de 15% a 25% (Figura 3.60C e D). Em escala

acessória podem ocorrer feldspato potássico, zircão, rutilo, ilmenita, hematita, magnetita e turmalina preta, em geral como grãos de granulação fina.

As rochas quartzíticas predominantes dessa fácies possuem textura granoblástica ou granolepidoblástica. Superfícies S-C e discretas fitas de quartzo boudinadas são observadas em zonas miloníticas. A muscovita em geral ocorre como plaquetas finas, às vezes, impregnada de óxidos de ferro e com contato retilíneo com as fitas de quartzo. O feldspato potássico, quando presente, encontra-se estirado, formando textura do tipo *augen*, o que evidencia o metamorfismo regional de médio a alto grau. Os quartzitos também apresentam estruturas rúpteis ou rúpteis-dúcteis como fraturas, brechas, pseudotaquilitos, veios de calcedônia e juntas de tração.

Em meio as rochas dessa fácies podem ocorrer, subordinadamente, intercalações de metasilexito, metadolomito, sericita xistos, grafita-muscovita xistos, gonditos, quartzitos ferríferos, formações ferríferas e formações manganíferas.

As formações ferríferas e manganíferas ocorrem tanto intimamente associadas como formando níveis individualizados. São unidades compostas por fitas de quartzo imersas numa matriz foliada de óxidos. No entanto, diferentemente do que ocorre na fácies dos metassedimentos xistosos, há um amplo predomínio das de formações ferríferas em relação às formações manganíferas.

Os quartzitos e muscovita quartzo-xistos representam provavelmente uma porção mais arenosa da pré-terita Bacia do Rio Preto, composta por arenitos finos a médios, alguns de composição arcoseana intercalados com sedimentos finos e sedimentos químicos. Essas litologias podem formar intercalações de grafita xistos, porém, geralmente, esses níveis são pouco espessos, principalmente quando comparados aos níveis da fácies metassedimentos xistosos.



Figura 3.59 - Afloramento de metaconglomerado do Grupo Rio Preto.

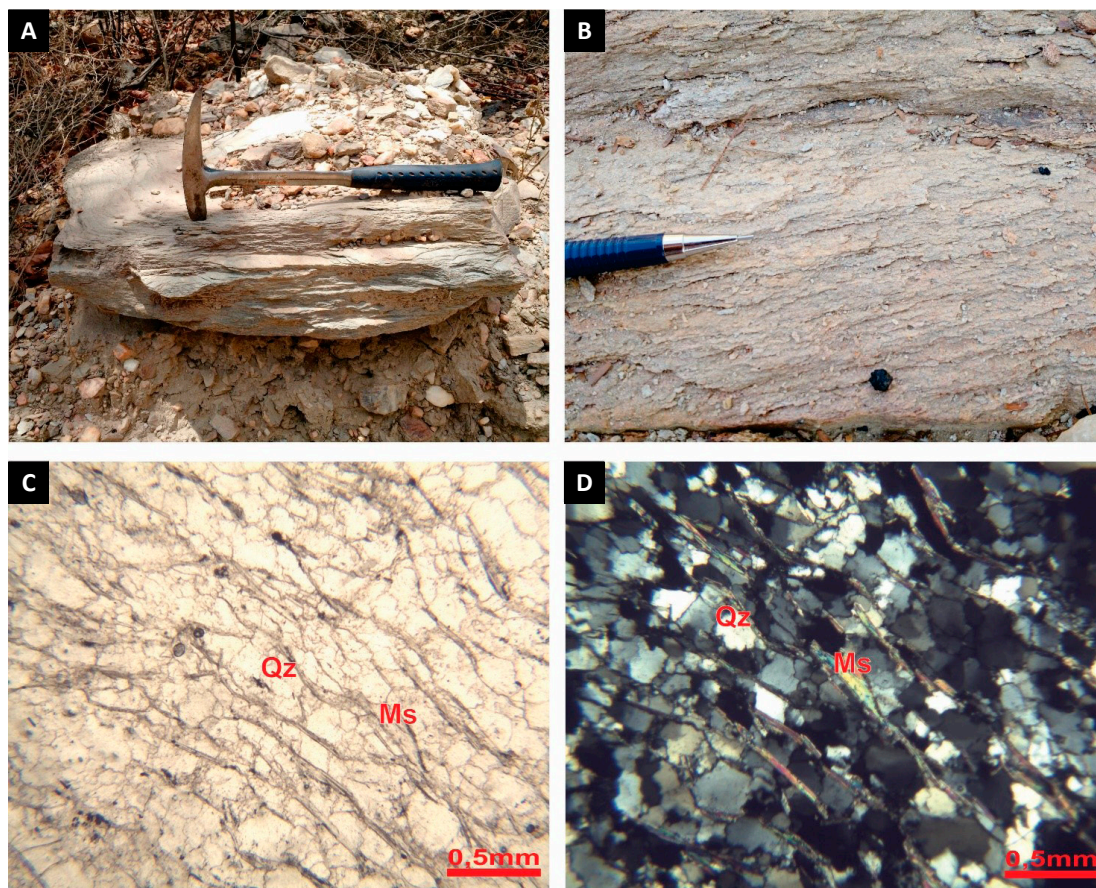


Figura 3.60 - Quartzito do Grupo Rio Preto em afloramento (A), amostra em detalhe (B) e em lâmina delgada a nicóis paralelos (C) e cruzados (D) na qual é possível observar a marcante orientação dos grãos de quartzo e muscovita. Abreviações: Qz – quartzo e Ms – muscovita.

3.9.5. Metassedimentos Quartzosos - Meta-arenitos (NP1rp1c)

Essa unidade foi definida primeiramente por Aquino e Batista (2011) como meta-arenitos de coloração creme a rosada, de granulação fina a média, podendo apresentar estruturas primárias preservadas como, por exemplo, estratificações cruzadas. Esses meta-arenitos ocorrem de maneira bem localizada, apenas no limite entre as folhas Curimatá, Avelino Lopes e Morro Cabeça no Tempo, e diferem mineralogicamente e texturalmente das rochas da fácies metassedimentos quartzosos – quartzito.

Em geral, os meta-arenitos são de composição arcoseana e mal selecionados (Figura 3.61A e B), com textura variando de média a grossa, contendo grãos de feldspatos angulosos e com baixa esfericidade. Subordinadamente, podem conter níveis de granulação fina de cor de cinza claro a branco, bem como possuir fragmentos líticos de xisto, além de fraturas preenchidas por quartzo.

Localmente, podem ocorrer intercalações de metassiltito de coloração creme contendo clivagem ardósiana e lentes de metadolomito.

3.9.6. Intrusivas Máficas e Ultramáficas

No mapeamento realizado pelo projeto foi identificado um aparente paleodique localizado na porção oeste da Folha Avelino Lopes, na localidade de Dionisinho, formado por uma rocha de aspecto maciço e cor cinza escura (Figura 3.62A e B), para a qual se supõe correspondente a um corpo intrusivo nos metassedimentos do Grupo Rio Preto. Petrograficamente, é uma rocha de granulação média, com uma incipiente textura nematoblástica, com composição modal formada por actinolita (73%), tremolita (1%) clorita (15%) e opacos (2%), sendo classificada como clorita-actinolita xisto, ou seja, uma rocha metaultramáfica (Figura 3.62C e D). A clorita possui coloração verde clara, com provável composição magnesiânica, e ocorre normalmente envolvendo os anfibólios. A actinolita forma coronas com bordas de tremolita, e exibe microfraturamentos, sinalizando possível processo retrometamórfico.

É uma rocha pouco deformada, principalmente quando comparada às suas similares presentes nas unidades anteriormente descritas, apresentando inclusive uma textura reliquiar cumulática.

O protólito é de uma rocha ultramáfica, que provavelmente corresponde a um piroxenito que sofreu metamorfismo em fácies anfibolito.

Cabe salientar que Egydio-Silva (1987), a norte do rio Preto e a oeste da cidade Formosa do Rio Preto, relata a existência de restritos corpos de anfibolitos associados aos metassedimentos do Grupo Rio Preto, que presumivelmente poderiam ter correlação com a rocha metaultramáfica ora descrita. De acordo, com o autor na composição das metamáficas predominam hornblenda e plagioclásio,

quase que em proporções igualitárias, que indicam metamorfismo na fácies anfibolito. O plagioclásio apresenta composição variando de An25 a An40, são geralmente xenoblásticos e não apresentam geminação.

3.10. GRUPO SANTO ONOFRE (NP12so)

A sinéclise Santo Onofre (Loureiro, 2008) se configura como uma depressão alongada de direção N-S, segundo uma geometria triangular aberta para norte, preenchida

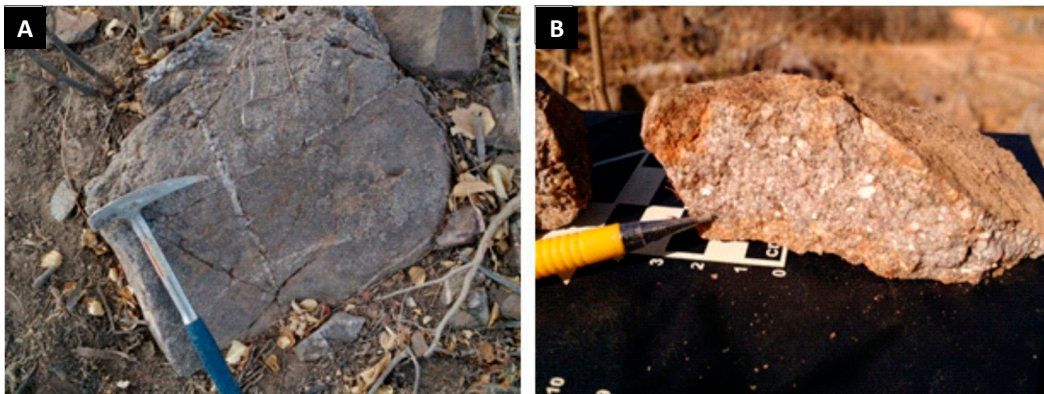


Figura 3.61 - Afloramento de meta-arenito de composição arcoseana (A) e detalhe da textura de uma amostra semialterada (B).

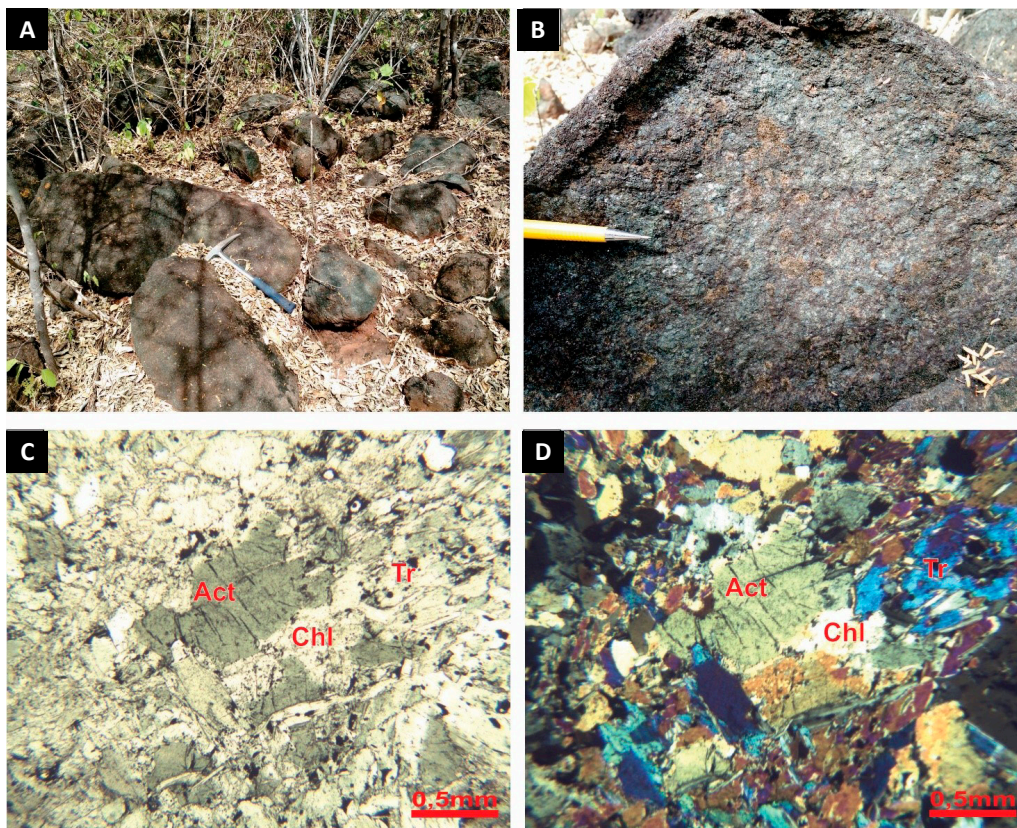


Figura 3.62 - Aspecto do modo de ocorrência do dique ultramáfico correlacionado ao Grupo Rio Preto (A); detalhe da textura mostrando menor grau de deformação do ultramáfico quando comparada às suas similares do Complexo Cristalândia do Piauí (B), em lâmina delgada a nicóis paralelos (C) e nicóis cruzados (D), mostrando a associação entre os cristais de actinolita, tremolita e clorita. Abreviações: Act – actinolita, Chl – clorita e Tr – tremolita.

por sedimentos de natureza diversa, os quais definidos pelas serras do Estreito e Boqueirão. O Grupo Santo Onofre, segundo Guimarães (2008), se subdivide nas formações Fazendinha, Serra da Vereda, Serra da Garapa e Boqueirão, com rochas metamorfozadas na fácies xisto verde.

Segundo Arcanjo e Braz Filho (1999), que originalmente definiu o Grupo Santo Onofre, a unidade está representado pelos metassedimentos mesoproterozoicos que constituem principalmente as serras supracitadas.

Na área de estudo, esse grupo é representado pela Formação Serra do Boqueirão 2, a qual foi cartografada apenas na Folha Mansidão.

3.10.1. Formação Serra do Boqueirão 2 (NP12ob).

A Formação Serra do Boqueirão 2 encontra-se distribuída em faixas geralmente contínuas com direção predominante NW-SE, na Folha Mansidão, adjacentes a zonas de cisalhamento compressionais (Figura 3.63), sendo formada por rochas quartzíticas com intercalações subordinadas de xistos e formações ferro-manganesíferas.

Os tipos petrográficos dominantes são: quartzitos, sericita quartzitos, muscovita quartzitos, quartzitos miloníticos e opaco quartzitos miloníticos (Sousa *et al.*, 2017).

Os quartzitos são de coloração cinza a cinza rosada até amarronzada, quando levemente intemperizados, de granulação fina, foliadas a finamente foliadas quando enriquecidas em micáceos, com dobramentos evidenciados por essas estruturas (Figura 3.64A e B). O quartzo é o mineral essencial, com muscovita e sericita como minerais variatais, e turmalina, zircão e opacos formando a mineralogia acessória. Petrograficamente, o quartzo ocorre como cristais recristalizados com contatos retos a interdigitados e mais raramente interlobados, às vezes, com tendência a formarem mosaicos granoblásticos. A sericita e a muscovita ocorrem em lamelas finas e orientadas e ressaltam o caráter planar da rocha (Figura 3.64C e D).

Datação em zircões detríticos pelo método U-Pb por LA (*laser ablation*)-ICPMS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*) realizada em sericita quartzito da Serra do Boqueirão obteve uma idade de 938 a 828 Ma, indicando sua deposição a partir do Neoproterozoico (Sousa *et al.*, 2017).

As intercalações de xistos apresentam espessuras variáveis, com as rochas em geral apresentando-se crenuladas e com cores acinzentadas e esverdeadas, não raro com níveis grafíticos e/ou granadíferos (Sousa *et al.*, 2017).

Níveis de formações ferro-manganesíferas foram registrados intercalados aos quartzitos (Figura 3.65A e B). São rochas de granulação fina a média, com quartzo, por vezes, com formas oclares, com textura maciça ou finamente laminaladas, esta definida pela alternância

entre bandas de óxidos de ferro/manganês e bandas de quartzo (Figura 3.65C e D). As rochas com teores elevados de ferro têm como principal mineral a hematita, enquanto os níveis manganesíferos o óxido de manganês associado a granada, rutilo e turmalina, com óxido de manganês, muito provavelmente, oriundo da decomposição da granada manganesífera.

3.11. BACIA DO ARAÇÁ

Mapeada inicialmente por Lima e Leite (1978) como correlata ao Grupo Bambuí, os metassedimentos dessa bacia foram cartografados em detalhe no trabalho de Sousa *et al.* (2017), que denominou seus sítios de deposição como Bacia do Araçá, subdividindo suas rochas em três unidades: Porta do Araçá, Riacho do Araçá e Caraíba Grossa.

Cartografada como um pequeno segmento alinhado na direção NW-SE na porção oeste-sudoeste da Folha Parnaguá (Figura 3.66), as rochas da Bacia do Araçá incluem metassedimentos de baixo grau metamórfico (xisto verde inferior), representados por metargilitos, metassiltitos, metarenitos e brechas sedimentares grauvaqueanas, com estruturas primárias preservadas, apresentando em sítios mais deformados, entretanto, uma foliação penetrativa proeminente (Figura 3.67A e B).

3.11.1. Unidade Porta do Araçá (εOarp)

A base da Bacia do Araçá corresponde à unidade Porta do Araçá, sendo composta por intercalações entre metargilitos e metassiltitos, sendo anotadas nestas últimas mineralizações de malaquita disseminadas em fraturas e em planos foliados (Figura 3.68A e B). Mineralogicamente, os metassedimentos incluem minerais do grupo da argila, que formam finíssimas lamelas, e raros fragmentos de quartzo bastante dispersos (Sousa *et al.*, 2017).

Os metassiltitos, hospedeiros das mineralizações do cobre, são de coloração cinza esverdeada e se mostram, onde preservados, como rochas bastante fraturadas, sendo ainda observados em sítios mais tectonizados, configurando pequenos dobramentos (Sousa *et al.*, 2017).

3.11.2. Unidade Riacho do Araçá (εOarr)

A unidade Riacho do Araçá, unidade intermediária, é caracterizada por brechas sedimentares grauvaqueanas de coloração cinza escuro, constituídas de fragmentos angulosos líticos formados por metacalcários, metassiltitos e filitos, dispostos aleatoriamente em matriz rica em sericita, quartzo e carbonato (Sousa *et al.*, 2017).

Os fragmentos angulosos líticos apresentam dimensões variando de 0,5 cm a 20 cm de comprimento (Figura 3.69A e B) (Sousa *et al.*, 2017).

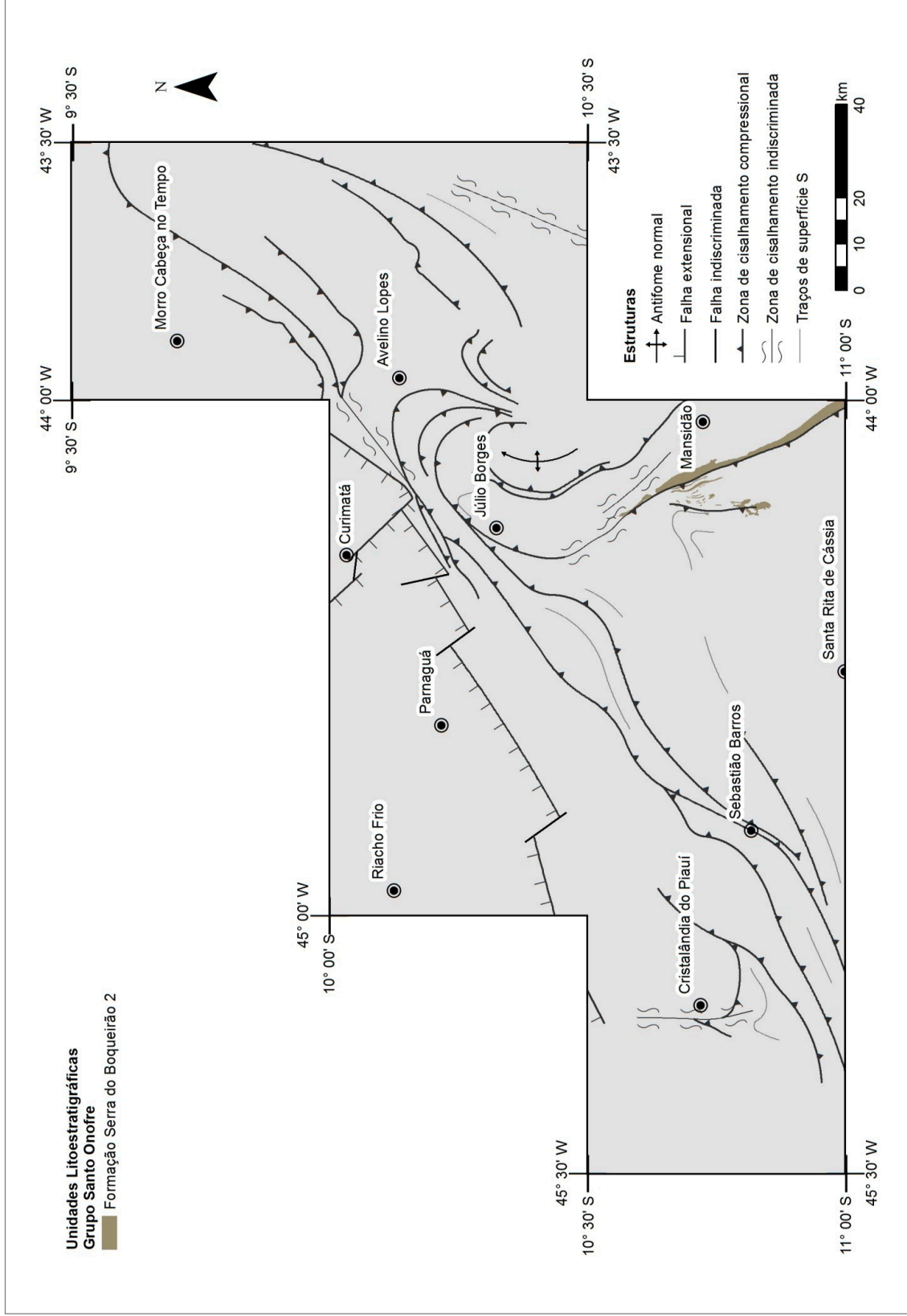


Figura 3.63 - Área de ocorrência da Formação Serra do Boqueirão 2.

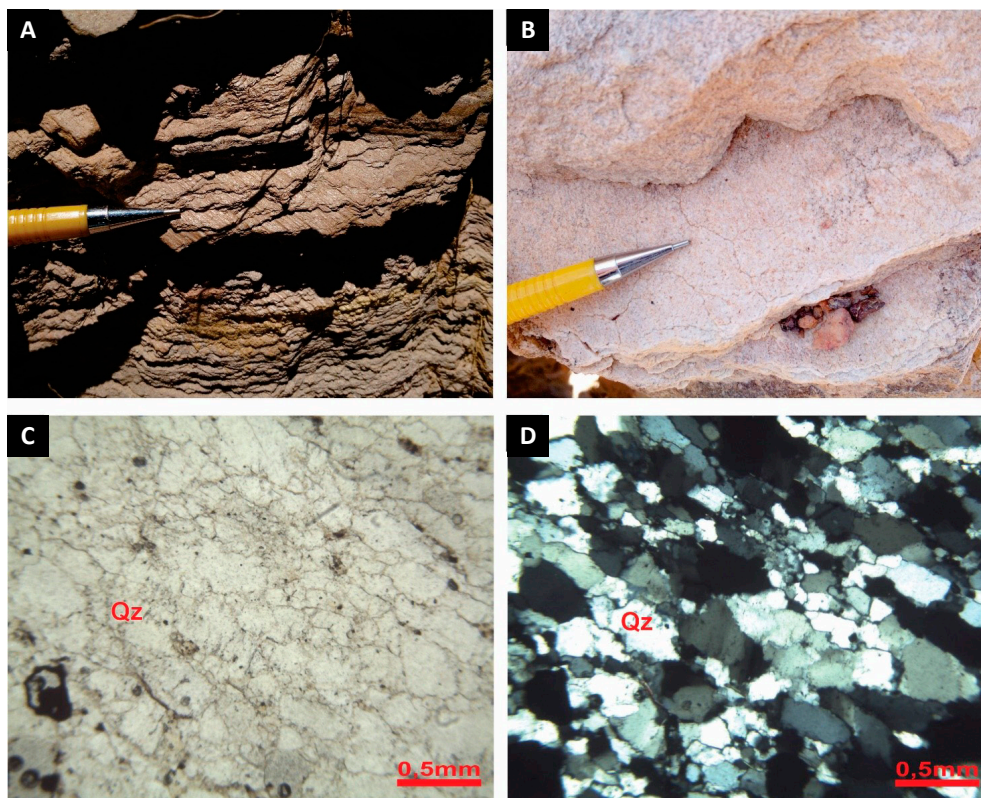


Figura 3.64 - Quartzito do Grupo Santo onofre em afloramento (A), em detalhe (B) e em lâmina delgada a nicóis paralelos (C) e cruzados (D), na qual é possível observar a trama formada pelos minerais de quartzo (Qz).

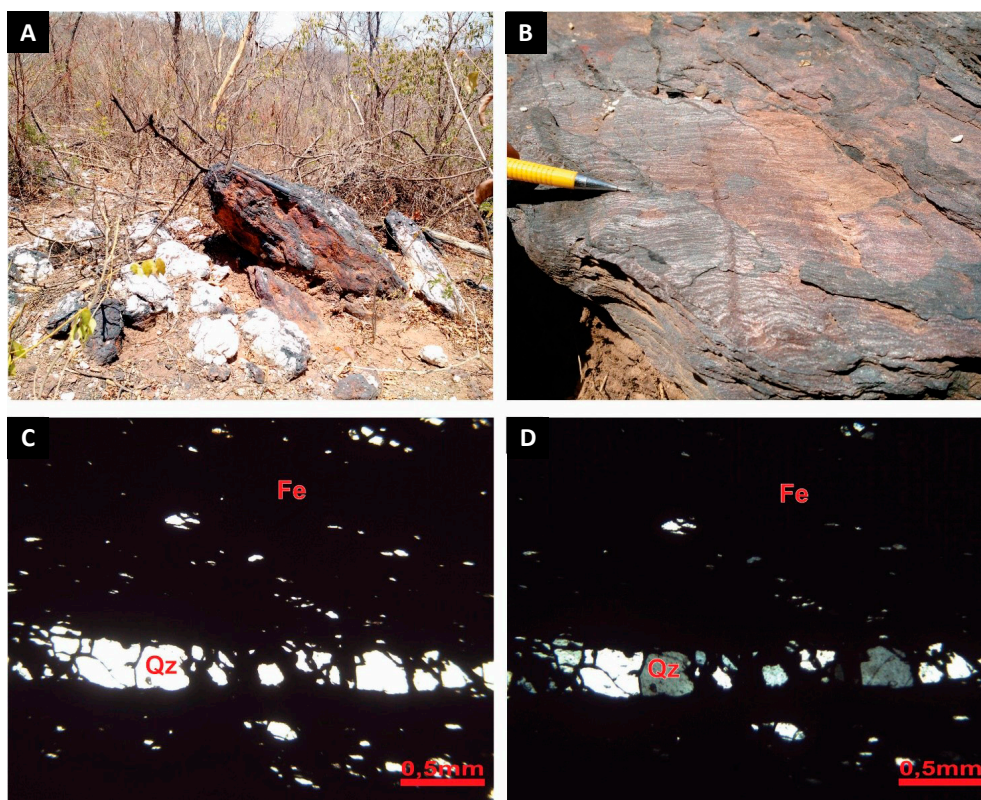


Figura 3.65 - Aspecto de uma ocorrência de formação ferrífera na unidade Formação Serra do Boqueirão do Grupo Santo Onofre (A), e detalhe de sua estrutura planar (B); lâmina de uma formação ferrífera com nicóis paralelo (C) e cruzado (D), na qual observa-se a associação entre os cristais de quartzo e a massa de ferro. Abreviações: Qz – quartzo e Fe – óxido de ferro.

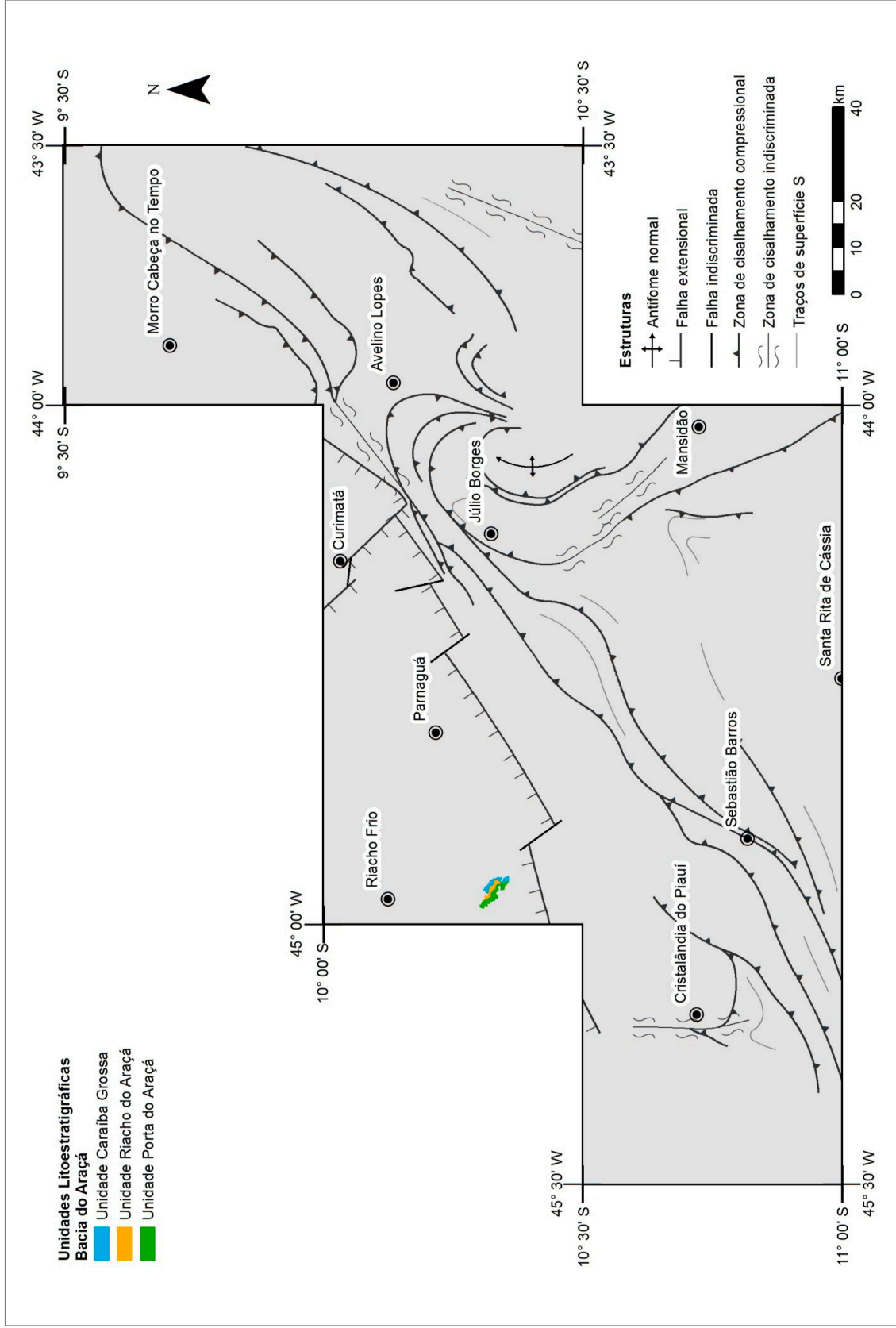


Figura 3.66 - Área de ocorrência da Bacia do Araçá.



Figura 3.67 - Visão geral do afloramento formado por intercalações entre metassiltitos e metargilitos/filitos no riacho do Araçá (A); detalhe neste mesmo afloramento da estrutura planar dos metassedimentos, interpretada com laminações plano-paralelas (B) (Sousa et al., 2017).

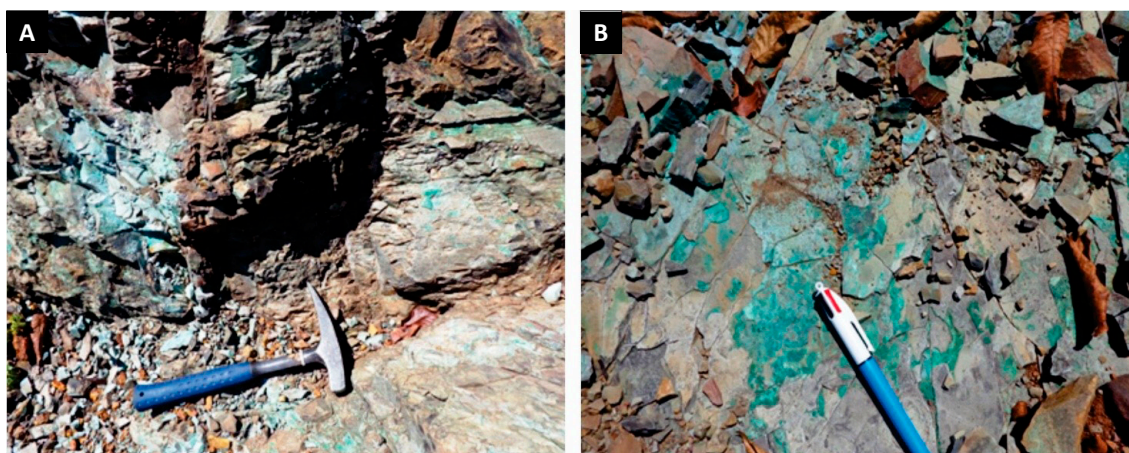


Figura 3.68 - Afloramento formado por intercalações entre metargilitos e metassiltitos da unidade Porta do Araçá e com mineralizações em cobre (A); detalhe da disseminação de malaquita em plano de fratura em metassiltito (B) (Sousa et al., 2017).

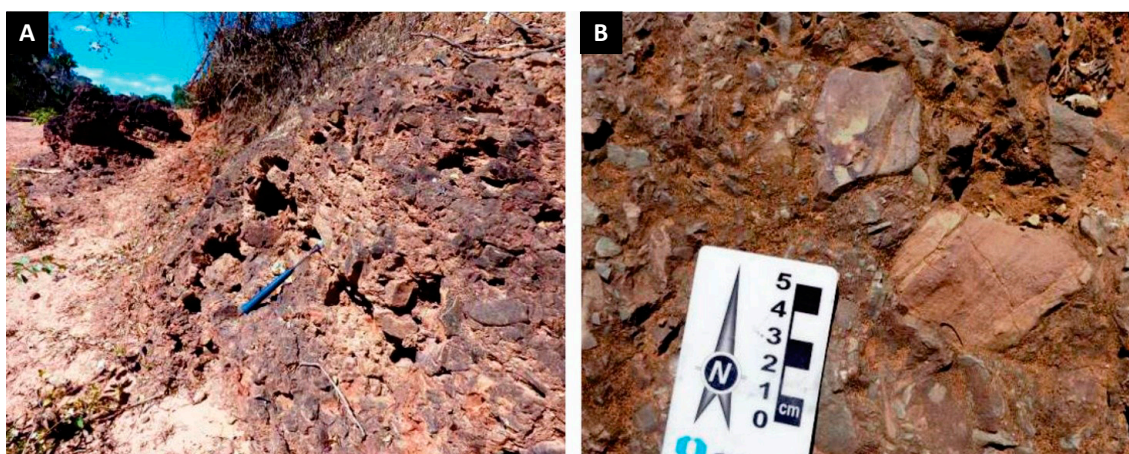


Figura 3.69 - Visão geral do afloramento de brecha na região do Araçá, Corrente-PI (A); Detalhe da brecha da região do Araçá, com fragmentos de carbonatos e metassiltitos/filitos (B) (Sousa et al., 2017).

3.11.3. Unidade Caraíba Grossa (εOarc)

O topo da bacia corresponde à unidade Caraíba Grossa, composta por metarenitos e metassiltitos com microlentes de malaquita disseminados em planos foliados, com estruturas primárias preservadas formadas por estratificações acanaladas e plano paralelas de pequeno a grande porte (Sousa *et al.*, 2017).

Intrudida nos metassedimentos foi anotada a ocorrência de um rocha básica isotrópica com textura grossa e coloração esverdeada, petrograficamente classificada como um diabásio porfíritico, com os componentes maiores formados por cristais de anfibólio uralítito, subédricos a anédricos, com até 5 mm, em matriz composta por plagioclásios ripiformes, agregados de cristais de epidoto, associados ou não com clorita. Microfraturas estão preenchidas por carbonatos, provavelmente substituindo clinopiroxênio. A ocorrência é caracterizada por blocos subarredondados concentrados em meio aos metassedimentos com contatos mascarados (Figura 3.70A e B) (Sousa *et al.*, 2017).

3.12. BACIA DO PARNAÍBA

A Bacia do Parnaíba é uma bacia intracratônica, segundo a classificação de Klemme (1980), e representa o preenchimento de depressões intracratônicas de evolução policíclica, originando compartimentações sedimentares de características distintas (Góes, 1995). Góes e Feijó (1994) subdividiram as rochas sedimentares da Província Parnaíba em quatro supersequências com sedimentos de idade siluriana até cretácea. Góes *et al.* (1994) adotam como hipótese mais aceita para a sua implantação uma suposta fragmentação de um supercontinente no Neoproterozoico, deixando como subproduto um megassistema de

fraturas que deu início à construção da Depressão Intracratônica do Parnaíba.

Na área de estudo, a Bacia do Parnaíba compreende os grupos Serra Grande, Canindé e a Formação Motuca (Figura 3.71).

3.12.1. Grupo Serra Grande (Ssg)

O Grupo Serra Grande ocorre nas folhas Curimatá e Parnaguá (Figura 3.71). Este grupo é a base da Bacia do Parnaíba, seguida das formações Itaim e Pimenteira do Grupo Canindé. A sedimentação do Grupo Serra Grande inicia-se com arenitos brancos grossos, conglomeráticos, contendo leitos de até 20 metros de conglomerado oligomítico grosso, com seixos de quartzo, de até 20 cm de diâmetro, diminuindo de tamanho da base para o topo (granodecrescência ascendente); seguem-se arenitos grossos com estratificação cruzada diagonal. Localmente aparecem intercalações de siltitos e folhelhos arroxeados, principalmente no topo deste grupo (Sousa *et al.*, 2017).

Esse grupo é composto, da base para o topo, pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós. Góes e Feijó (1994) interpretaram essa sequência como de ambiente flúvio-glacial e glacial, posteriormente nerítico e fluvial entrelaçado.

3.12.1.1. Formação Ipu (Ssgi)

Essa formação abrange arenitos grossos a muito grossos até conglomeráticos, além de níveis de conglomerados. Os componentes maiores, formados por seixos e blocos de quartzo e de rocha, que são em sua maioria subarredondados. A matriz é constituída de arenitos grossos com coloração creme, esbranquiçada e rosada. Há significativa presença de estratificações acanaladas de grande porte (Sousa *et al.*, 2017).



Figura 3.70 - Visão geral do afloramento mostrando blocos da rocha básica concentrados em meios aos metassedimentos da unidade Caraíba Grossa no riacho Araçá (A); detalhe da textura da rocha básica, correspondente a um diabásio porfíritico(B) (Sousa *et al.*, 2017).

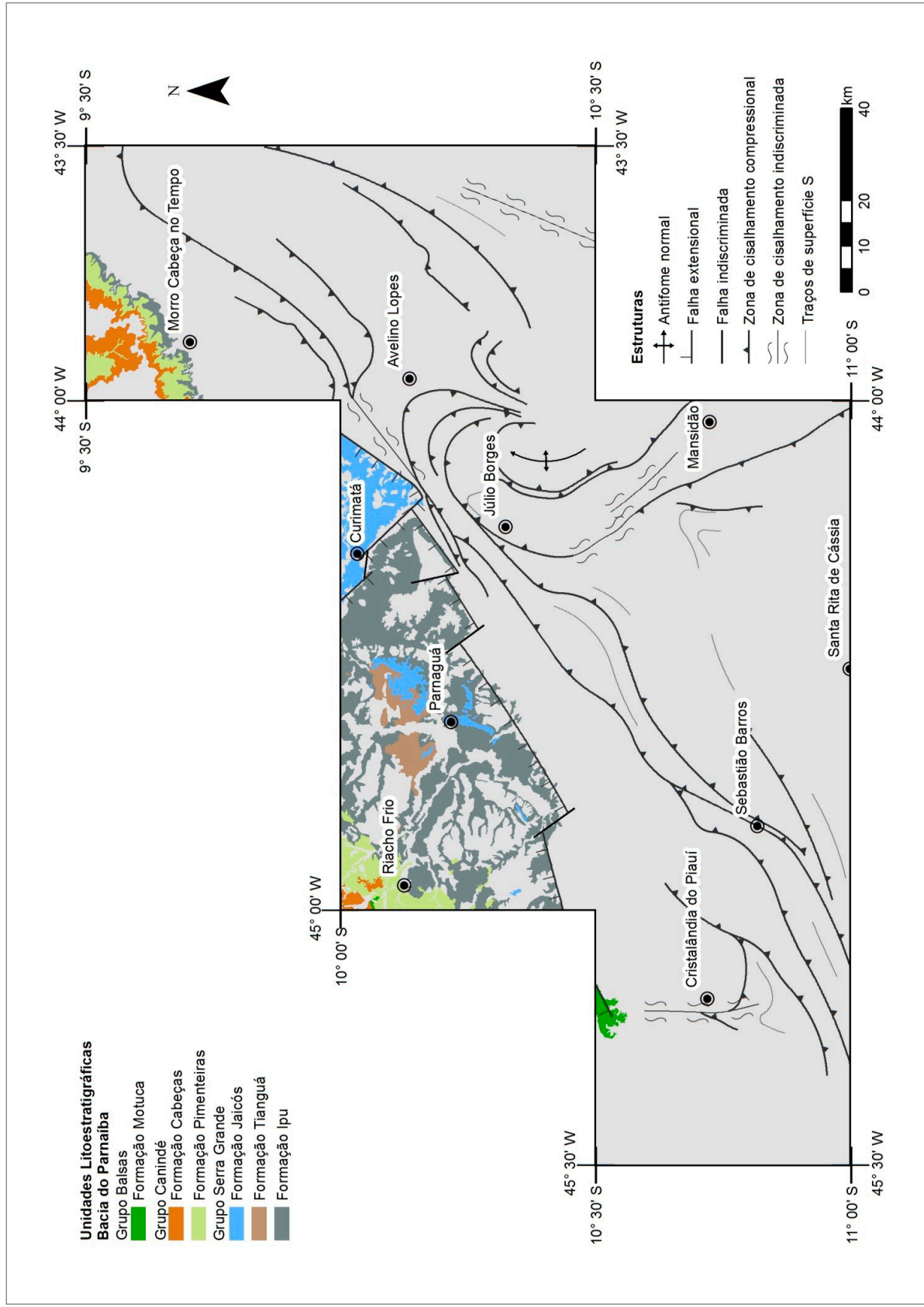


Figura 3.71 - Área de ocorrência da Bacia do Parnaíba.

A unidade faz contato à sudeste com os ortognaisses do Complexo Cristalândia do Piauí ao longo de uma possível zona de falha normal que limita a Bacia Parnaíba na região. Seu limite a norte-nordeste, na folha Cabeça no Tempo, é feito com a Formação Jaicós através de uma zona de falha distensional com sentido nordeste (Sousa *et al.*, 2017).

A Formação Ipu na área do Projeto (Folha Parnaguá) é formada por arenitos finos a grossos, intercalados com arenitos conglomeráticos e níveis de conglomerados, conforme mostrado na Figura 3.72. Esses últimos comumente formam camadas com 30 cm de espessura. Na composição das rochas o quartzo é o principal constituinte com minerais opacos subordinados. (Sousa *et al.*, 2017).

Na Folha Parnaguá a Formação Ipu aflora, mais expressivamente, no seu extremo leste, próxima à cidade de Parnaguá e na serra homônima, onde está representada por arenitos conglomeráticos cinza com níveis de conglomerados com estratificação cruzada tabular, indicando paleocorrentes para oeste. A Formação Ipu foi também observada nas margens da Lagoa do Parnaguá (Sousa *et al.*, 2017).



Figura 3.72 - Afloramento da Formação Ipu próximo da Lagoa do Parnaguá mostrando conglomerado na base e arenito conglomerático no topo (Sousa *et al.*, 2017).

3.12.1.2. Formação Tianguá (Ssgt)

Em larga escala nas serras de Parnaguá e Olhos d'Água, observam-se arenitos arcoseanos de granulação fina a média com grãos sub-arredondados a subangulosos de coloração rosada a cinza (Figura 3.73A), sendo possível identificar estratificações cruzadas acanaladas de médio porte. Na Serra de Parnaguá os arenitos apresentam espessura de aproximadamente 15 m e encontram-se sobrepostos aos conglomerados da Formação Ipu e soto-postos aos arenitos conglomeráticos da Formação Jaicós.

O contato entre estas formações se dá por discordância angular e litológica (Figura 3.73B) (Sousa *et al.*, 2017).

3.12.1.3. Formação Jaicós (Ssgj)

A Formação Jaicós compreende arenitos arcoseanos (Figura 3.74A), arenitos conglomeráticos (Figura 3.74B) e lentes de conglomerado com até 5 m de espessura. O arenito arcoseano apresenta imaturidade textural e granulométrica, com grãos subarredondados a subangulosos, granulação média a grossa e coloração rosada. Estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte são identificadas (Sousa *et al.*, 2017).

O arenito conglomerático apresenta uma matriz média a grossa, com grãos de quartzo e feldspatos subangulosos a subarredondados. Devido à presença de minerais argilosos e feldspatos, a coloração destes arenitos é rosada, mas ocorre também em tons creme. As rochas da unidade mostram-se estruturadas por estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas e tabulares de médio porte. (Sousa *et al.*, 2017).

O mecanismo de deposição proposto, na folha Parnaguá, para os litotipos siliciclásticos do Grupo Serra Grande foi uma combinação de leques aluviais sobrepostos, depositados em épocas e regimes diferentes, levando-se em consideração variações paleogeográficas e paleoclimáticas (Sousa *et al.*, 2017).

3.12.2. Grupo Canindé

Góes e Feijó (1994) definiram o Grupo Canindé como correspondendo a uma sequência deposicional devoniana e sendo constituído pelas formações Itaim, Pimenteira, Cabeças, Longá e Poti. Para esses autores, é possível que a retomada da sedimentação nesse período seja consequência da carga sedimentar pré-existente, causando subsidência e expansão da bacia, e resultando novo ciclo transgressivo-regressivo.

As rochas desse grupo foram depositadas nos seguintes ambientes: deltáicos e plataformais dominados por correntes induzidas por processos de marés e tempestades (Formação Itaim); nerítico de plataforma dominado por tempestades (Formação Pimenteira); nerítico plataformais sob a ação de correntes induzidas por processos de marés ou por correntes oceânicas e eventual influência periglacial (Formação Cabeças); nerítico plataformais dominado por tempestades (Formação Longá); e deltáico e de planícies de marés sob a influência ocasional de tempestades (Formação Poti) (Góes e Feijó, 1994).

Apenas as formações Pimenteira e Cabeças foram cartografadas na área de estudo e ocorrem na porção noroeste das folhas Parnaguá e Cabeça no Tempo (Figura 3.71).

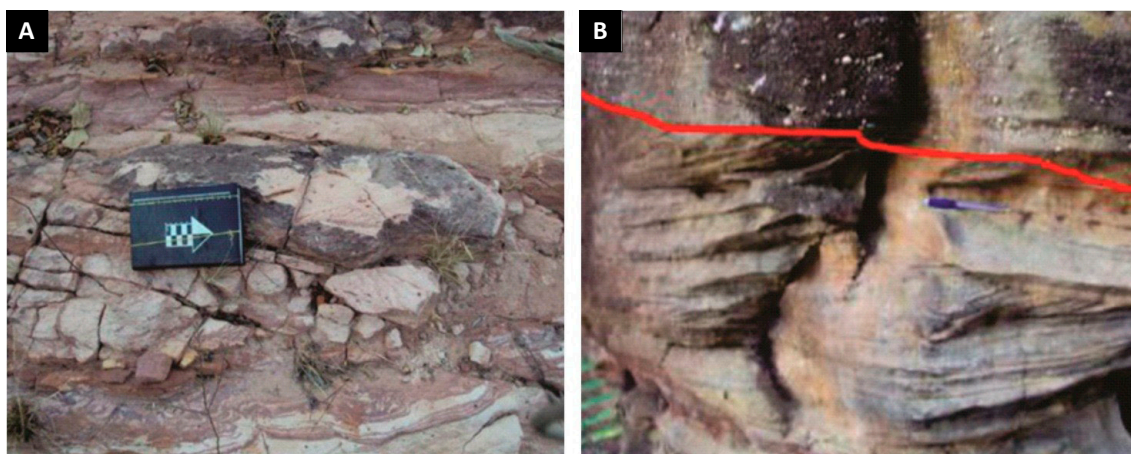


Figura 3.73 - (A) Detalhe de arenito arcoseano da Formação Tianguá na Serra dos Olhos d'Água; (B) Discordância angular (traço em vermelho) observada entre os arenitos das formações Tianguá e Jaicós na Serra Parnaguá, município homônimo (Sousa et al., 2017).

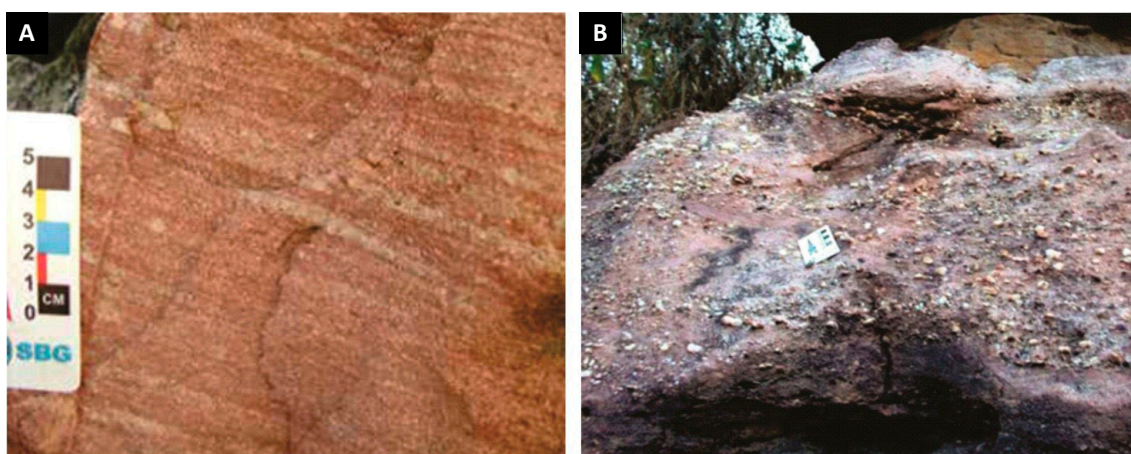


Figura 3.74 - (A) Detalhe de arenito arcoseano da Formação Jaicós na Serra de Parnaguá (Aquino, no prelo); (B) Detalhe de arenito conglomerático da Formação Jaicós na Serra de Parnaguá (Sousa et al., 2017).

3.12.2.1. Formação Pimenteira (D23p)

A Formação Pimenteira é constituída pela alternância de camadas centimétricas de arenitos muito finos de coloração amarelada com siltitos arroxeados e argilitos esbranquiçados a bege. Provavelmente devido à lateritização dos litotipos dessa unidade, estes contribuem para a sustentação das escarpas. Há uma variação das características das crostas lateríticas da base para o topo, de um horizonte nodular para um horizonte colunar, respectivamente (Sousa *et al.*, 2017).

O conteúdo fóssilífero verificado nos sedimentos dessa formação atribuem idade de sedimentação devoniana (Arcanjo & Braz Filho, 2001)

Na área de estudo, a Formação Pimenteira é representada por uma sequência de clásticos muito finos, sendo a fácies pelítica a dominante. Os afloramentos nos arredores de Riacho Frio (PI) são constituídos por arenitos e folhelhos superpostos. As camadas de

arenito da parte superior do afloramento foram retrabalhadas por ondas, formando ciclos de *thickening up*, evidenciando progradação. As estruturas primárias associadas são estratificações cruzada *hummocky*, plano-paralela e laminação *flaser*. Esses componentes retratam ambiente nerítico de plataforma dominado por tempestades (Sousa, *et al.*, 2017).

A fácies de plataforma rasa é composta por arenito fino a médio bem selecionado de coloração arroxeadada, bioturbado (Figura 3.75A). Esta bioturbação pode ser classificada como Cruziana, devido à forma bilobada. Estes arenitos apresentam também estratificações cruzadas de grande porte e estratificações cruzadas *hummocky* (Figura 3.75B). A fácies marinho profunda é caracterizada por pacotes de até 2 metros de argilitos e siltitos de coloração avermelhada a arroxeadada. É possível observar indicações de variações do nível do mar, que colocaram essas fácies depositadas em ambientes mais profundos sobre depósitos mais rasos (Sousa, *et al.*, 2017).

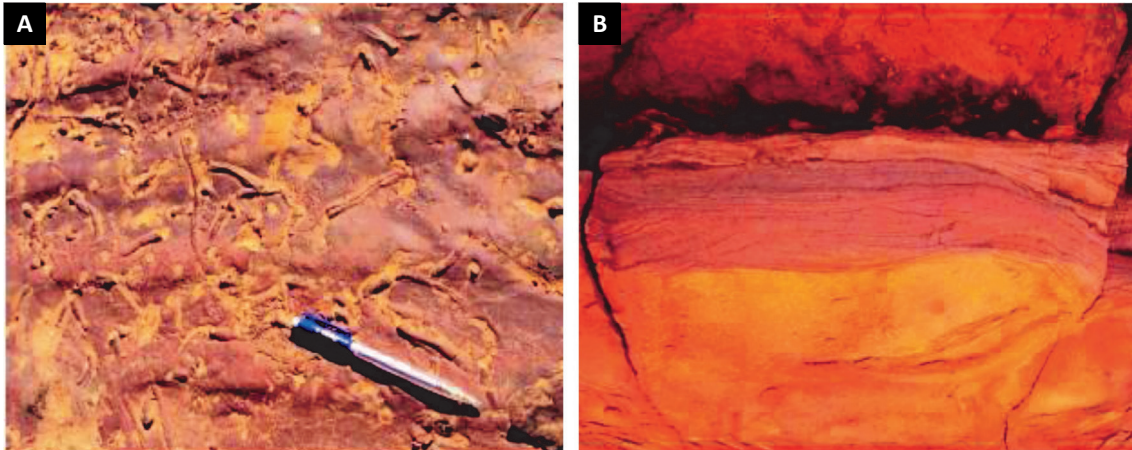


Figura 3.75 - Icnofósseis do tipo Cruziana (A) observados em paleoambiente de plataforma rasa e arenito fino com estratificação cruzada Hummocky (B) observada na Formação Pimenteira na região da Folha Parnaguá (Sousa et al., 2017).

3.12.2.2. Formação Cabeças (D23c)

Definida por Plummer (1946 *apud* Sousa et al., 2017) a denominação deriva de uma sequência de arenitos aflorantes. A Formação Cabeças consiste de arenitos intercalados com siltitos cinza argilosos, conglomerados e diamictitos. A estratificação cruzada acanalada, sigmoides de topo deformado e base plana e estrutura de fluidização são as estruturas primárias mais frequentes. O ambiente deposicional, segundo Della Fávera (1990) e Freitas (1990), é o nerítico plataformar sob a ação predominante de correntes induzidas por processos de marés, associadas a ambiente fluvial (estuarino).

A Formação Cabeças forma escarpas abruptas ou patamares sucessivos em mesetas aplainadas. Caracteriza-se em parte pelo aspecto ruiforme, formando disjunções poligonais superficiais. O contato superior com a Formação Longá é concordante, observando-se discordâncias locais (Sousa, et al., 2017).

Os macrofósseis identificados permitiram a Kegel (1953, *apud* Arcanjo & Braz Filho, 2001) atribuir uma idade devoniana média para os sedimentos desta formação.

A transição dos arenitos marinhos da Formação Pimenteira para os arenitos da Formação Cabeça é observada em afloramento no corte de estrada na Fazenda Burerê (Riacho Frio, PI), onde Sousa et al. (2017) fizeram uma separação dos tratos dos sistemas deposicionais das formações Pimenteira e Cabeças (Figura 3.76). As rochas desta formação na área são compostas pelos arenitos cinza de granulometria média a grossa, com níveis conglomeráticos, pouco alterados, com camadas de espessuras variando de 20 a 80 cm.

3.12.3. Formação Motuca (P3m)

A unidade foi definida por Plummer (1946 *apud* Arcanjo & Braz Filho, 2001) para designar uma sequência

constituída de folhelhos de cor vermelho-tijolo, com lentes de calcário e anidrita, encontrada na fazenda Motuca, entre os municípios de São Domingos e Benedito Leite (MA). Ocorre formando platôs e superfícies planas, sem marcantes quebras topográficas com espessura de 110 m (Lima & Leite, 1978). O contato superior com a Formação Sambaíba, que não ocorre na área, é concordante, porém brusco devido a variações faciológicas locais.

Arcanjo & Braz Filho (2001) atribuem a essa formação a idade permiana baseado na posição estratigráfica que ocupa entre as formações Cabeças (Devoniano) e Areado (Cretáceo Inferior).

A Formação Motuca ocorre em porções restritas das folhas Cristalândia do Piauí e Parnaguá (Figura 3.71), aflorando em cortes de estrada, com rochas bastante alteradas.

É constituída na base e no topo por arenitos finos a médios com estratificação cruzada, e porção intermediária formada por pelitos avermelhados de geometria

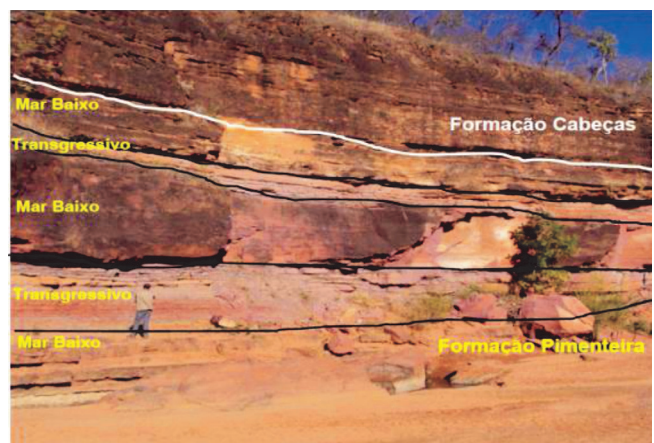


Figura 3.76 - Contato entre as formações Pimenteira e Cabeças e os possíveis limites de tratos de sistemas deposicionais (Fazenda Burerê, Riacho Frio-PI) (Sousa et al., 2017).

plano-paralela e calcários argilosos, com nódulos de gipsita fibrosa (Figura 3.77A e B) (Sousa *et al.*, 2017).

A noroeste da Folha Parnaguá ocorrem ciclos de folhelhos vermelhos superpostos que culminam com siltitos cinza, com níveis de sílex contorcidos e evidência de exposição subaérea, formando sequências granodécrescentes. Destacam-se nos pelitos próximos à localidade Riachinho, município de Corrente (PI), níveis de estromatólitos dômicos superpostos por arenitos. O ambiente deposicional é interpretado como sendo desértico, com contribuição lacustre, tendo havido algumas incursões marinhas na parte intermediária. Na época da deposição predominava um clima árido e fortemente oxidante, produzindo sedimentos vermelhos, ferruginosos e evaporitos (Sousa *et al.*, 2017).

As ocorrências de calcário dessa formação concentram-se na faixa noroeste de Riacho Frio (PI), com finas lentes de gipsita, intercalados com siltitos argilosos.

3.13. BACIA SANFRANCISCANA

A Bacia Sanfranciscana abrange um conjunto de sedimentos de idade fanerozoica, depositado em ambiente continental, além de rochas vulcânicas piroclásticas subordinadas. É composta pelos grupos Santa Fé, Areado, Mata da Corda, Urucuia e Formação Chapadão (Campos & Dardenne, 1997).

Na área de estudo, apenas os grupos Areado e Urucuia foram cartografados, restritos à folha Cristalândia do Piauí (Figura 3.78).

3.13.1. Grupo Areado

O Grupo Areado engloba as rochas eocretáceas da Bacia Sanfranciscana. Possui a maior variação lateral de litofácies devido à atuação simultânea de diversos ambientes deposicionais: leques aluviais, fluviais

entrelaçados, fluvio-deltáicos, lacustres, campo de dunas e interdunas (Campos & Dardenne, 1997).

Esse grupo é composto por três formações fortemente interdigitadas: Abaeté, Quiricó e Três Barras. Na área de estudo ocorre apenas a Formação Quiricó (Figura 3.78).

3.13.1.1. Formação Quiricó (K1aq)

A Formação Quiricó contém sedimentos pelíticos com folhelhos e siltitos esverdeados, rosados, ocres, violáceos ou avermelhados, que ocorrem interstratificados. Subordinadamente ocorrem intercalações de arenitos finos, médios e grossos, os quais são mais frequentes na parte superior da sequência (Campos & Dardenne, 1997).

Diversas estruturas sedimentares são observadas nessa formação, tais como: proeminente acamamento plano-paralelo, laminações e estratificações cruzadas, marcas onduladas assimétricas, *climbing ripples*, moldes de pseudomorfo de sais, marcas de sola, concreções carbonáticas e canais de corte e preenchimento (Campos & Dardenne, 1997).

O ambiente de deposição da Formação Quiricó foi o lacustre sem hiatos importantes, onde a maior parte dos corpos arenosos foi depositada por correntes de turbidez de baixa densidade. A influência eólica foi uma constante nesse processo de sedimentação. As interdigitações de fácies eólicas com os folhelhos também denunciam a simultaneidade entre a sedimentação lacustre e o retrabalhamento eólico (Campos & Dardenne, 1997).

Na área de estudo ocorrem arenitos finos, maciços, com intercalações de siltitos vermelhos e folhelhos.

3.13.2. Grupo Urucuia

O Grupo Urucuia representa a unidade com o maior volume de rochas da Bacia Sanfranciscana. É formada por duas formações: a unidade basal, correspondente

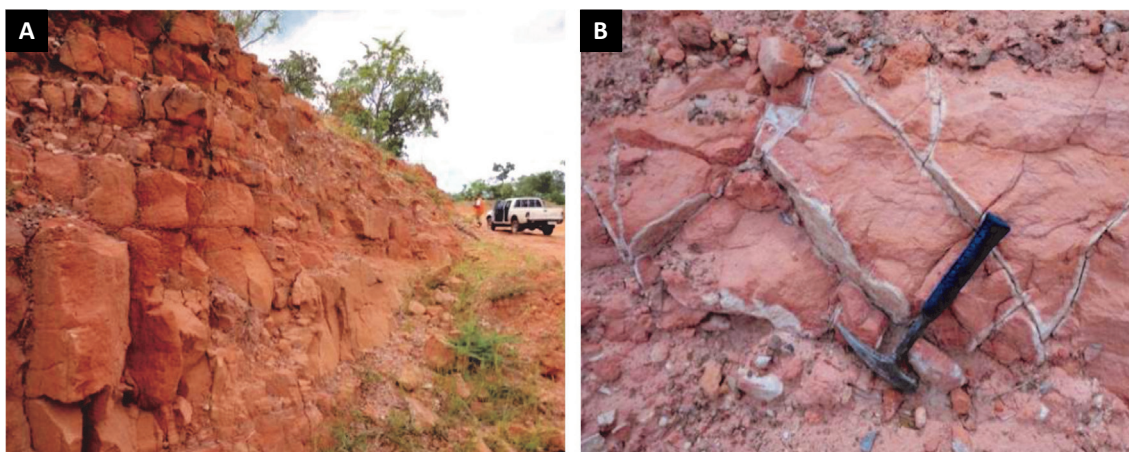


Figura 3.77 - Afloramento (A) e detalhe (B) dos arenitos Formação Motuca, bastante intemperizado, fraturado, mostrando fraturas com finas camadas e nódulos de gipsita, município de Riacho Frio (PI) (Sousa *et al.*, 2017).

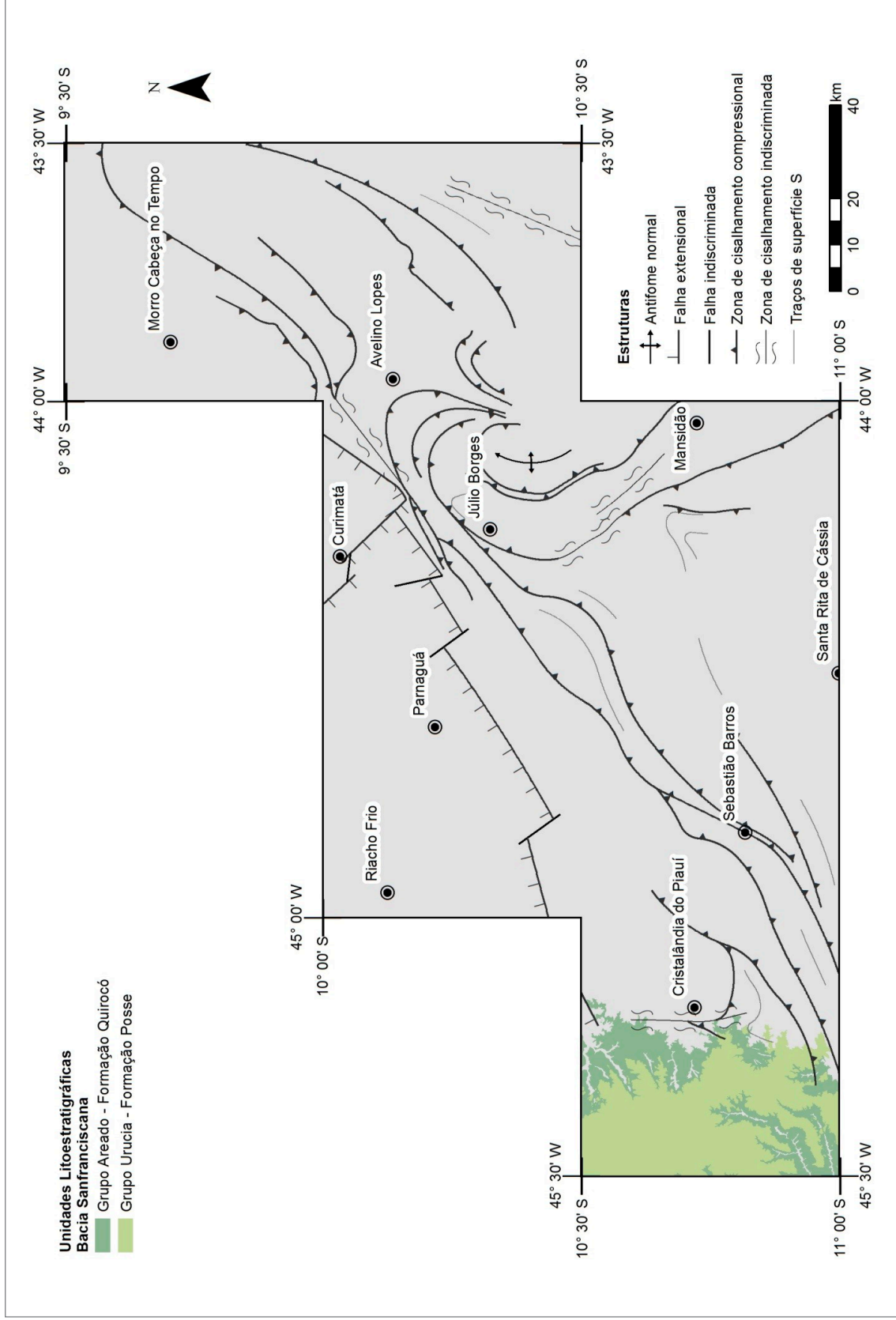


Figura 3.78 - Área de ocorrência da Bacia Sanfranciscana.

a Formação Posse, subdividida nas Fácies 1 e 2, e a Formação Serra das Araras. A fácies 1 da Formação Posse é dominante, contribuindo com cerca de 70% do conjunto (Campos & Dardenne, 1997).

Na área estudada a Formação Posse é a única representante do Grupo Urucuia e ocorre em grande parte da Folha Cristalândia do Piauí (Figura 3.78).

3.13.2.1. Formação Posse (k2up)

A fácies 1 da Formação Posse é constituída por arenitos muito finos a médios, com boa maturidade textural e mineralógica e bem selecionados. Ocorrem lentes de forma subordinada e níveis contínuos de conglomerados com matriz formada essencialmente por grãos de quartzo de granulação fina a média e com seixos do próprio arenito, bem como oriundos de veios de quartzo e quartzitos. O cimento é basicamente silicoso (Campos & Dardenne, 1997).

Os arenitos predominantes podem ser classificados como quartzo arenitos e mais raramente arenitos feldspáticos. O ambiente deposicional proposto para essa fácies é um sistema eólico de campo de dunas (Campos & Dardenne, 1997).

A fácies 2 é constituída por arenitos brancos, ocres, finos, argilosos ou não, bem selecionados e menos maduros quando comparados aos arenitos da fácies 1. Nesse fácies predominam arenitos feldspáticos em relação aos quartzo arenitos. (Campos & Dardenne, 1997).

Estratificações cruzadas tabulares e tangenciais de pequeno porte são comuns e os estratos plano-paralelos mais raros. É interpretada como produto de deposição por um sistema fluvial entrelaçado psamítico (Campos & Dardenne, 1997).

Na região de estudo, o arenito da fácies 1 predomina, tendo os arenitos coloração branca a branca-avermelhada, granulometria fina, mas podem ocorrer localmente granulometria média. Estratificações plano-paralelas ou cruzada tangencial acanalada são encontradas. Os níveis pelíticos apresentam coloração roxa.

3.14. COBERTURAS SEDIMENTARES

Na área de estudo as coberturas cenozoicas recobrem grande parte da área (Figura 3.79) e são representadas pelas coberturas detrito-lateríticas ferruginosas, coberturas detrito-arenosas, depósitos colúvio-eluviais, depósitos eólicos continentais e depósitos aluvionares.

3.14.1. Coberturas detrito-lateríticas ferruginosas (N1dl).

As coberturas detrito-lateríticas ferruginosas ocorrem ao longo de toda a área de estudo, recobrando

diversas litologias da região, tanto em porções mais arrasadas como nos topos das serras (Figura 3.80A).

São constituídas essencialmente por sedimentos argilo-arenosos e argilo-siltosos, parcialmente laterizados, às vezes exibindo cangas lateríticas ferruginosas escuras a marrom-avermelhadas. Essas coberturas são associadas aos eventos intempéricos e enriquecimentos supergênicos impostos às rochas subjacentes.

3.14.2. Coberturas detrito-arenosas (NQda)

As coberturas detrito-arenosas ocorrem nas folhas Cristalândia do Piauí, Parnaaguá e Rio Paraim (Figura 3.79), sendo que nas duas últimas de forma restrita. São constituídas por sedimentos arenosos e areno-argilosos, de tonalidade alaranjada e creme esbranquiçada, com níveis restritos de canga laterítica.

3.14.3. Depósitos colúvios-eluviais (NQc)

Os depósitos colúvios-eluviais ocorrem nos grandes platôs das principais serras da área e ficam localizados nas folhas Cabeça no Tempo, Curimatá, Mansidão e Rio Paraim (Figura 3.79). São constituídos por depósitos inconsolidados com matriz arenosa, areno-argilosa e conglomerática, mal trabalhados e mal classificados, constituídos por fragmentos angulosos, grânulos, seixos, blocos e matacões de variados tipos de rochas (granitoide, gnaiss, quartzito, blocos de quartzo e formação ferrífera).

Na região da Serra da Tabatinga são caracterizados também pela presença de uma canga laterítica ferruginosa na base da cobertura, com blocos e seixos de veios de quartzo e fragmentos líticos.

3.14.4. Depósitos eólicos continentais (Q1e)

Os depósitos eólicos continentais recobrem boa parte das folhas Avelino Lopes e Cabeça no Tempo (Figura 3.79). São representados por sedimentos arenosos e areno-argilosos que formam lençóis de areia com geometria irregular, mas que apresentam certo alinhamento no sentido leste-oeste, devido provavelmente ao retrabalhamento eólico preponderante nesta direção (Aquino & Batista, 2011).

3.14.5. Depósitos aluvionares (Q2a).

Os depósitos aluvionares (Figura 3.80B) da área estão representados por sedimentos inconsolidados constituídos por seixos, areias finas e grossas, material silto-argilosos e restos de matéria orgânica. Ocorrem principalmente, preenchendo as calhas e planícies de inundações das principais drenagens da área. Foram cartografados em todas as folhas do projeto.

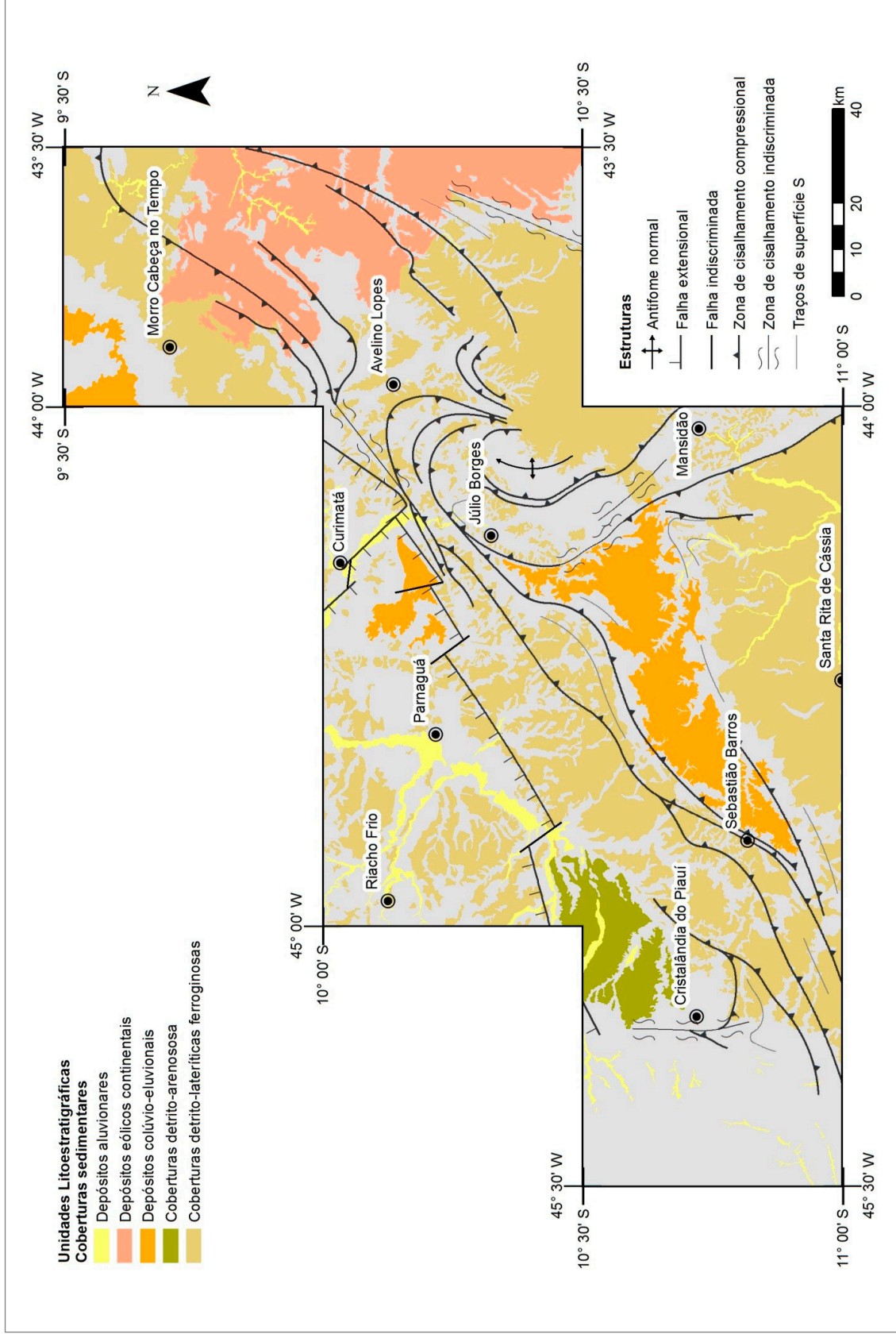


Figura 3.79 - Área de ocorrência das coberturas cenozoicas.

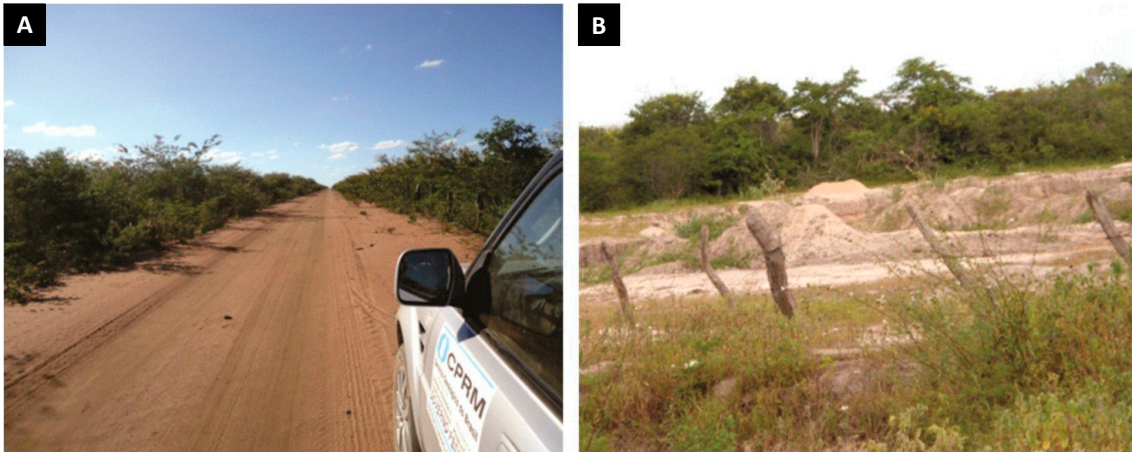


Figura 3.80 - (A) Vista de cobertura detrítica na Folha Mansidão, município de Santa Rita de Cássia (BA);
(B) Depósito aluvionar nas margens do Rio Preto formando uma planície de inundação, município de Santa Rita de Cássia (BA) (Sousa et al., 2017).

4. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

O presente capítulo discorre sobre a hierarquização e o arranjo das estruturas geológicas da Faixa Rio Preto, as quais estabelecidas com base na análise de dados estruturais obtidos de compilações bibliográficas, coligada ao uso de dados de levantamentos aerogeofísicos integrados a imagens de relevo e estudos em escala de afloramento.

A análise das deformações impressas nas rochas avaliada em conjunto com dados geocronológicos e petrográficos, permitiu remontar à evolução tectônica da área de trabalho e sua conexão com os eventos mineralizantes.

4.1. CONTEXTO REGIONAL

A área estudada encontra-se na região de amalgamação tectônica entre a porção noroeste do Cráton São Francisco e o bloco Cristalândia do Piauí, ocorrido durante o Neoproterozoico (Inda & Barbosa, 1978; Brito Neves *et al.*, 2000). Na porção aflorante do embasamento ocorrem as rochas da Faixa de Dobramento Rio Preto, compostas pelos gnaisses dos Complexos Cristalândia do Piauí e Júlio Borges e outros corpos menores, denominadas neste estudo de Embasamento Arqueano-Paleoproterozoico; e as rochas metassedimentares dos grupos Rio Preto e Santo Onofre e Formação Formosa do Rio Preto denominadas de Supracrustais Paleoproterozoicas-Tonianas. As demais regiões são cobertas por rochas das bacias do Araçá (cambriana), Parnaíba (paleozoica) e Sanfranciscana (mesozoica).

A Faixa de Dobramento Rio Preto foi descrita por Inda & Barbosa (1978) e Brito Neves *et al.* (2000) como uma faixa móvel que ocorre na porção noroeste do Cráton São Francisco (Almeida, 1977) durante a Orogênese Brasileira (~ 800 Ma – ~ 500 Ma, Brito Neves *et al.* 2014). Contudo, mesmo o evento da Orogênese Brasileira sendo bastante intenso na região, ainda é possível observar indícios de um evento mais antigo, de idade Riaciana-Orosiriana, nas rochas do embasamento.

A Bacia do Parnaíba foi gerada por um evento de depressão intracratônica de evolução policíclica (Goés, 1995). Segundo Loczy & Ladeira (1976), do ponto de vista tectônico, a bacia representaria um golfo intracratônico suavemente deformado mostrando assimetria segundo NW.

A Bacia Sanfranciscana, segundo Campos & Dar-denne (1997), é uma ampla bacia de intracratônica com pequena subsidência e apenas localmente afetada por processos tafrogênicos.

4.2. EVOLUÇÃO DA DEFORMAÇÃO

A região de estudo foi afetada por cinco diferentes eventos tectônicos no decorrer de sua história geológica, do Paleoproterozoico ao Mesozoico, responsáveis pela configuração atual das estruturas e rochas apresentadas nas Figura 4.1 e Figura 4.2. Cada um desses eventos marcou as rochas de área de forma distinta e serão apresentados a seguir em quadro consolidado (Tabela 4.1).

4.2.1. Evento 1: Orogênese Riaciana-Orosiriana (~ 2,2 Ga - ~ 2,0 Ga)

O primeiro evento de deformação observado na área está associado à formação e colisão de arco continental, hoje encoberta em grande parte pela Bacia do Parnaíba. Tal contexto geotectônico é proposto por Caxito *et al.* (2012, 2014 e 2015) e corroborado pela interpretação de análises litogeoquímicas em rochas de diversas unidades.

Esse evento deformacional é responsável pelo desenvolvimento de pronunciado bandamento gnáissico nas rochas mais antigas do Embasamento Paleoproterozoico (complexos Cristalândia do Piauí e Júlio Borges, e os granitoides Volta Grande, Mansidão, Mulungu, Jacu e Serra do Meio - Figura 4.3B, C e D), localmente associados com zonas de cisalhamentos dúcteis-rúpteis com geração de milonitos (Figura 4.3E, F, G e H). O Complexo Cristalândia do Piauí registra a sobreposição de até quatro eventos de deformações dúcteis pré-Brasilianos.

O grau metamórfico predominante é de fácies anfífolito alto, evidenciado pela presença local de migmatitos e de paragêneses reliquias de granada, cordierita, muscovita e quartzo, além de localmente ocorrerem paragêneses típicas da fácies granulito em rochas paraderivadas, como a associação granada, cordierita, clinopiroxênio e quartzo. A hierarquização das estruturas paleoproterozoicas é prejudicada pela influência da orogênese Brasileira (~ 800 Ma – ~ 500 Ma, Brito Neves *et al.*, 2014), de caráter também compressivo, que reorienta as estruturas pretéritas, geralmente paralelizando-as às novas estruturas formadas.

Nos locais onde a intensidade de sobreposição de eventos não é tão intensa pode ser observada a preservação de estruturas do tipo domos e bacias (Figura

4.3A), indicando que os esforços compressivos ocorridos na orogênese Riaciana-Orosiriana não necessariamente eram paralelos aos da orogênese Brasiliana. Contudo essas exposições são raras.

Caxito *et al.* (2014 e 2015) propuseram a formação de bacia de retro-arco durante a evolução do arco continental, cujos sedimentos depositados são relacionados à Formação Formosa do Rio Preto.

A esse evento está associado a formação e reconcentração das ocorrências de ferro e transformação metamórfica para a geração de talco e amianto, registradas em rochas ultramáficas do Complexo Cristalândia do Piauí. A idade da intrusão das rochas ultramáficas, hoje metamorfizadas, é definida como sendo em torno de 2,0 Ga (Caxito *et al.*, 2014; Sousa *et al.*, 2017), permitindo atribuir essa idade como mínima para a formação das mineralizações.

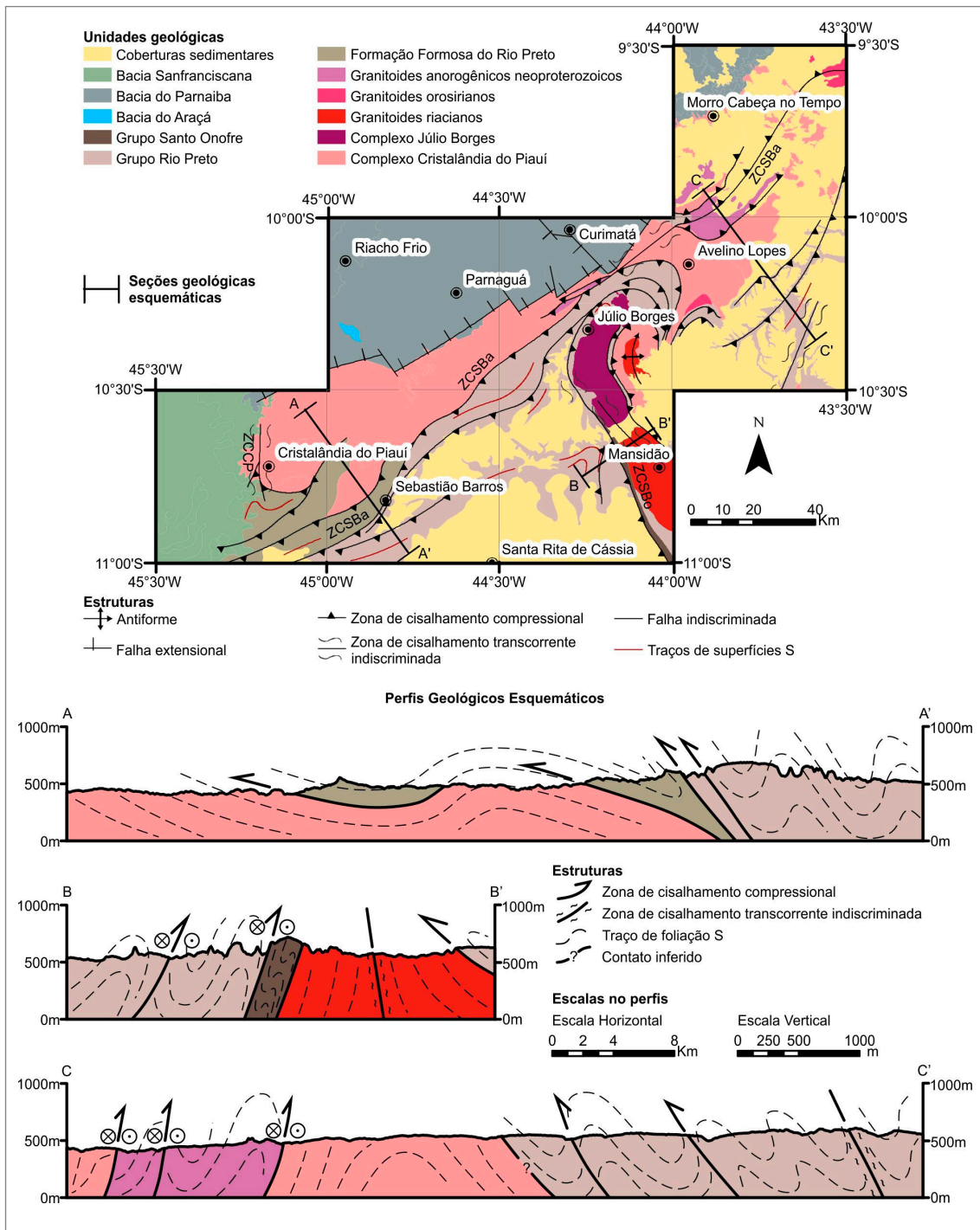


Figura 4.1 - Mapa geológico simplificado com seções geológicas esquemáticas da área estudada. Principais estruturas: ZCSBa - Zona de Cisalhamento Sebastião Barros; ZCSBo - Zona de Cisalhamento Serra do Boqueirão; ZCCP - Zona de Cisalhamento Cristalândia do Piauí.

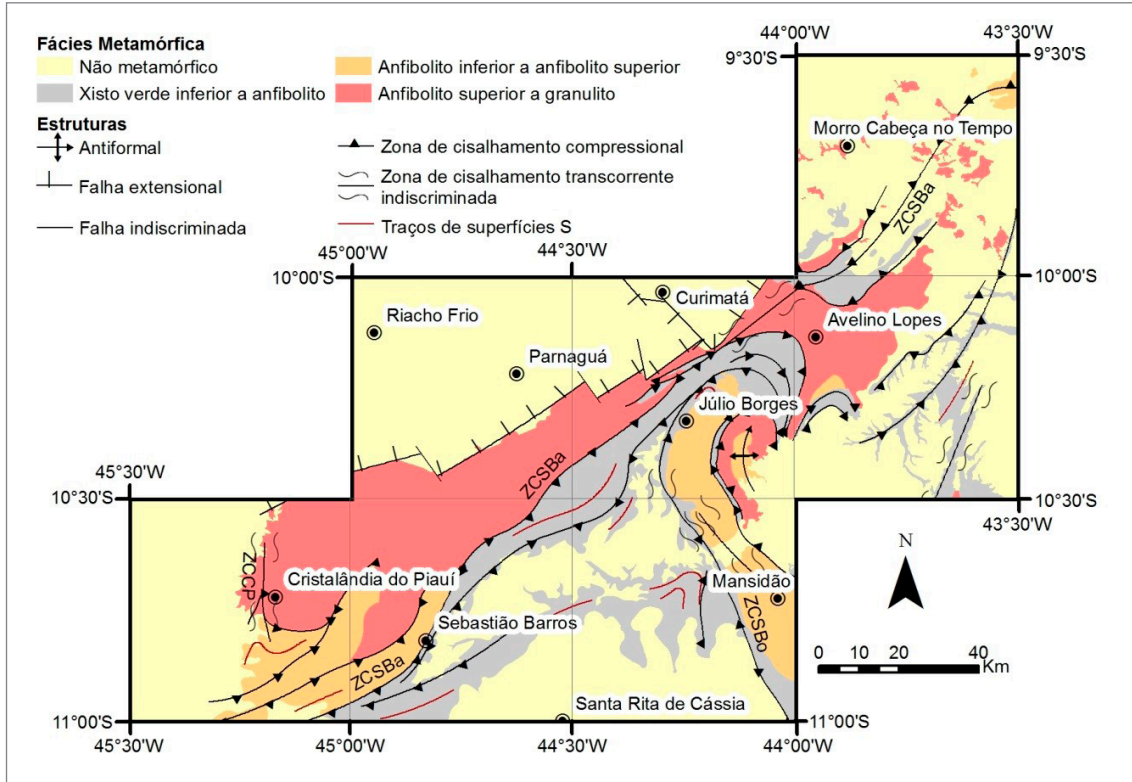


Figura 4.2 - Mapa esquemático com as principais estruturas da área e representação do pico metamórfico provável alcançado pelas rochas. Principais estruturas: ZCSBa - Zona de Cisalhamento Sebastião Barros; ZCSBo - Zona de Cisalhamento Serra do Boqueirão; ZCCP - Zona de Cisalhamento Cristalândia do Piauí.

Tabela 4.1 - Quadro com resumo da evolução de deformação da área do projeto.

EVENTO 1: OROGÊNESE RIACIANA- OROSIRIANA	EVENTO 2: TAFROGÊNESE TONIANA	EVENTO 3: OROGÊNESE BRASILIANA				EVENTO 4: DEPRESSÃO INTRACRATÔ- NICA PALEO- ZOICA	EVENTO 5: DEPRESSÃO INTRACRATÔ- NICA MESO- ZOICA
		FASE D1	FASE D2	FASE D3	FASE D4		
Ocorre apenas no Embasamento Arqueano -Paleoproterozoico	Abertura das Bacias Rio Preto e Santo Onofre	Formação de S1 Acaamadamento (S0) // S1	Crenulação de S1	Crenulação de S2	Abertura da Bacia do Araçá	Abertura da Bacia do Parnaíba	Deposição da Bacia Sanfrancicana
Foliação foi reorientada e paralelizada à Orogênese Brasileira	Evento rúptil, cujas estruturas não foram reconhecidas	Direção da foliação NE-SW	Direção da foliação NE-SW com mergulho entre 60° e 70° para SE	Direção da foliação NNW-SSE com mergulho entre 60° e 90° para WSW			
Gerou gnaisses e migmatitos		Dobras isoclinais, com planos axiais de baixo ângulo	Dobras fechadas, assimétricas e horizontais inclinadas a recumbentes	Dobras suaves a abertas, vertical e levemente assimétricas			
Pico metamórfico em anfibolito superior a granulito		Pico metamórfico em fácies xisto verde a anfibolito inferior	Pico metamórfico em fácies anfibolito inferior	Pico metamórfico em fácies xisto verde (retrometamorfismo)			

Tabela 4.1- Quadro com resumo da evolução de deformação da área do projeto. (Continuação)

EVENTO 1: OROGÊNESE RIACIANA- OROSIRIANA	EVENTO 2: TAFROGÊNESE TONIANA	EVENTO 3: OROGÊNESE BRASILIANA				EVENTO 4: DEPRESSÃO INTRACRATÔ- NICA PALEO- ZOICA	EVENTO 5: DEPRESSÃO INTRACRATÔ- NICA MESO- ZOICA
		FASE D1	FASE D2	FASE D3	FASE D4		
			Geração da Zona de Cisalhamento Sebastião Barros e zonas de cisalhamento compressionais concordantes, e das zonas de cisalhamento Serra do Boqueirão e Cristalândia do Piauí, rampas laterais.	Reativação das zonas de cisalhamentos compressionais de D2 como zonas de cisalhamento transpressionais destrais	Fraturas transcorrentes, com cataclase e brechação	Reativação de falhas pretéritas	
Formação das formações ferríferas bandadas, talco e amianto			Principal fase de crescimento da grafita, formação de quartzo com rutilo e reconcentração de manganês por hidrotermalismo	Principal fase de reconcentração de manganês por hidrotermalismo e formação de quartzo com rutilo	Mineralização em cobre na Bacia do Aracá		
			Fase mais intensa da Orogênese Brasiliana				

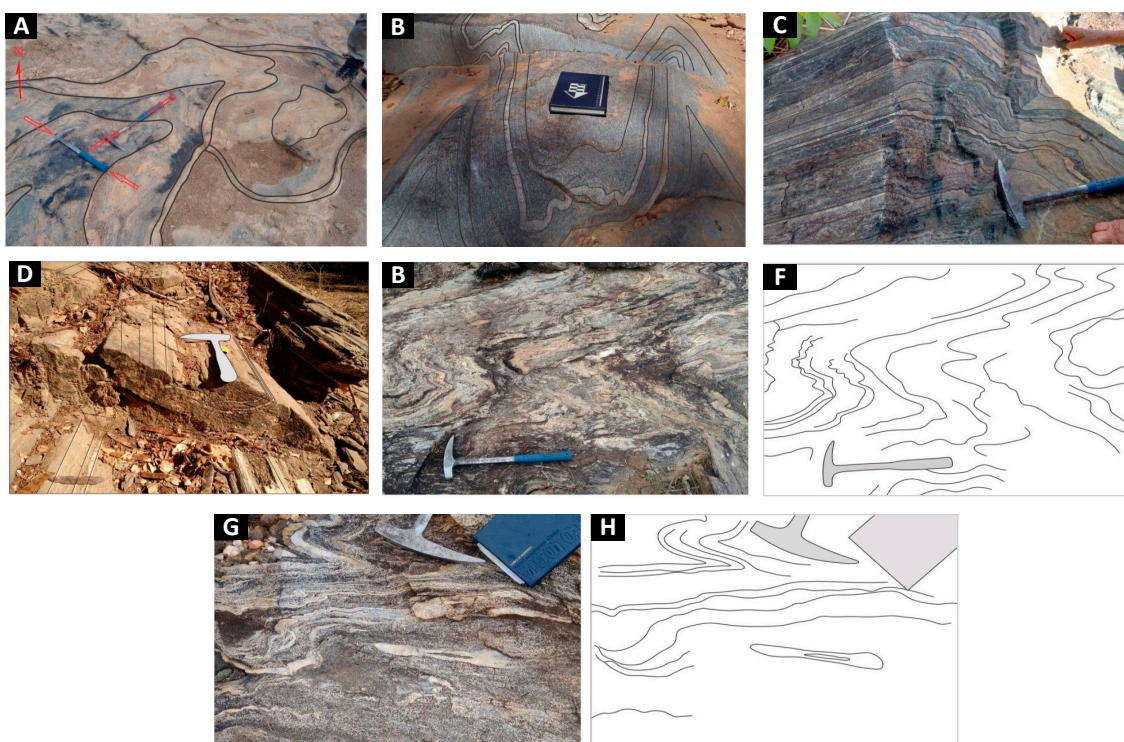


Figura 4.3 - Padrão de deformação observado em litotipos afetados pela Orogênese Riaciana-Orosiriana: (A) Padrão de domos e bacias no ponto RB-010; (B) e (C) Padrão de dobramento observado em ortogneisses dos pontos RB-063 e RB-005; (D) e (E) Padrão de dobramento no paragneisses nos pontos CD-272 e EB-057; (G) Dobra em bainha em paragneisse no ponto EB-057; e (F) e (H) Representações esquemáticas das figuras (E) e (G).

4.2.2. Evento 2: Tafrogênese Toniana (~900 Ma - ~750 Ma)

O segundo evento observado na área é referente à formação de uma bacia do tipo rifte durante o final do período Toniano. Essa bacia foi a responsável pela geração das rochas sedimentares, hoje metamórficas, pertencentes aos grupos Rio Preto e Santo Onofre.

Egydio-Silva (1987) propõe a formação de um rifte para o ambiente de sedimentação dos Grupos Rio Preto e Santo Onofre com idade mesoproterozoica, com posterior geração de bacia de tipo intracratônica para deposição da Formação Canabravinha. Já Caxito *et al.* (2014) propuseram a hipótese de uma bacia rifte associada a uma junção tríplice na região de estudo (Figura 4.4) como explicação para a distribuição das rochas sedimentares posteriormente invertidas pela Orogênese Brasileira. O Grupo Santo Onofre está relacionado à deposição de sedimentos no Aulacógeno Paramirim.

No atual trabalho propõe-se a formação na área de trabalho de uma bacia rifte de idade neoproterozoica, que seria do tipo semi-graben. A borda falhada estaria localizada ao sul da área de trabalho e a borda flexural da bacia integralmente na sua abrangência.

Considerando a predominância de material proximal, metamorfizado para quartzitos, que sustentam o sistema de serras do Boqueirão/Porteira, na porção sudeste da área, e a serra do Estreito, fora da área de estudo a leste, essas regiões podem ser interpretadas como as zonas onde possivelmente onde se instalaram estruturas extensionais do sistema de falhamento desenvolvido durante a tafrogênese.

4.2.3. Evento 3: Orogênese Brasileira (~700 Ma - ~ 540Ma)

A Orogênese Brasileira estabelece um sistema orogênico com registro de quatro fases de deformação, que afetou tanto rochas agrupadas como Embasamento Paleoproterozoico como as Supracrustais Paleoproterozoicas-Tonianas, com registros entre 700-540Ma na área de estudo.

4.2.3.1. Fase de Deformação 1 (D1)

A primeira fase de deformação é caracterizada por forte dobramento isoclinal e paralelização da foliação gerada (S1) ao acamadamento das Supracrustais Paleoproterozoicas-Tonianas em condições dúcteis.

O padrão de dobramento pode ser descrito como isoclinal (Figura 4.5A, B, C e D), com eixos de dobras com direção aproximadamente NE-SW e planos axiais inclinados para SE com baixo ângulo, indicando vergência para NW. Observa-se também forte padrão de

estiramento com lineações associadas a essas estruturas indicando caimento para SSE e com baixo grau (Figura 4.6). Esses indicadores tectônicos sinalizam que direção de compressão principal foi NNW-SSE, com transporte tectônico para NNW.

Essa fase de deformação, apesar de importante no desenvolvimento da área de estudo, é de difícil individualização pelo fato de as fases subsequentes interferirem nas estruturas formadas. Entretanto, ela é mais facilmente identificada nas Supracrustais Paleoproterozoicas-Tonianas em relação às rochas do Embasamento Arqueano-Paleoproterozoico, que apresentam padrões complexos de deformação policíclica.

Acredita-se que o metamorfismo das rochas durante essa fase de deformação foi em fácies xisto verde alto, possivelmente transicionando para anfibolito inferior. Contudo, as fases de deformações subsequentes são associadas a eventos metamórficos mais intensos, que modifica a mineralogia gerada nessa primeira fase.

4.2.3.2. Fase de Deformação 2 (D2)

A segunda fase de deformação é a mais bem observada na região de estudo. Essa fase é caracterizada pelo dobramento assimétrico da foliação prévia e a geração de zonas de cisalhamento compressionais em regimes dúcteis.

O padrão de dobramento pode ser descrito como recumbente a horizontal inclinado, fechado e assimétrico (Figura 4.7A, C, D, E e F). O eixo de dobramento está orientado conforme direção NE-SW, com caimento, de modo geral, para SW com baixo ângulo (0° a 20°). O plano axial formado pelo dobramento tem direção NE-SW, com caimento para SE com ângulo de mergulho intermediário a alto (50° a 75°), indicando vergência para NW (Figura 4.8).

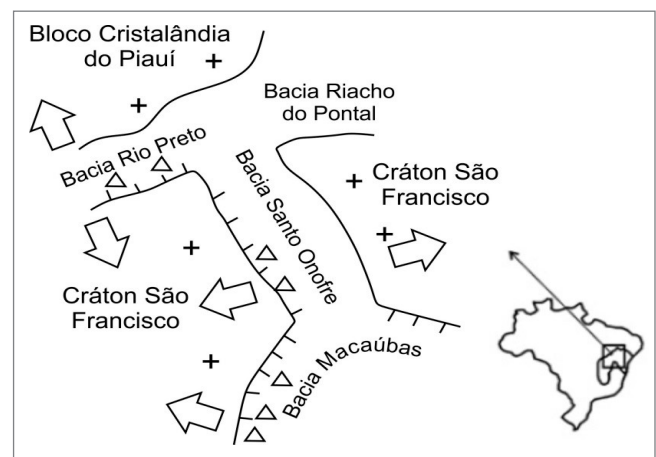


Figura 4.4 - Reconstrução paleogeográfica da Bacia do Rio Preto durante o Neoproterozoico (adaptado de Caxito *et al.*, 2014).

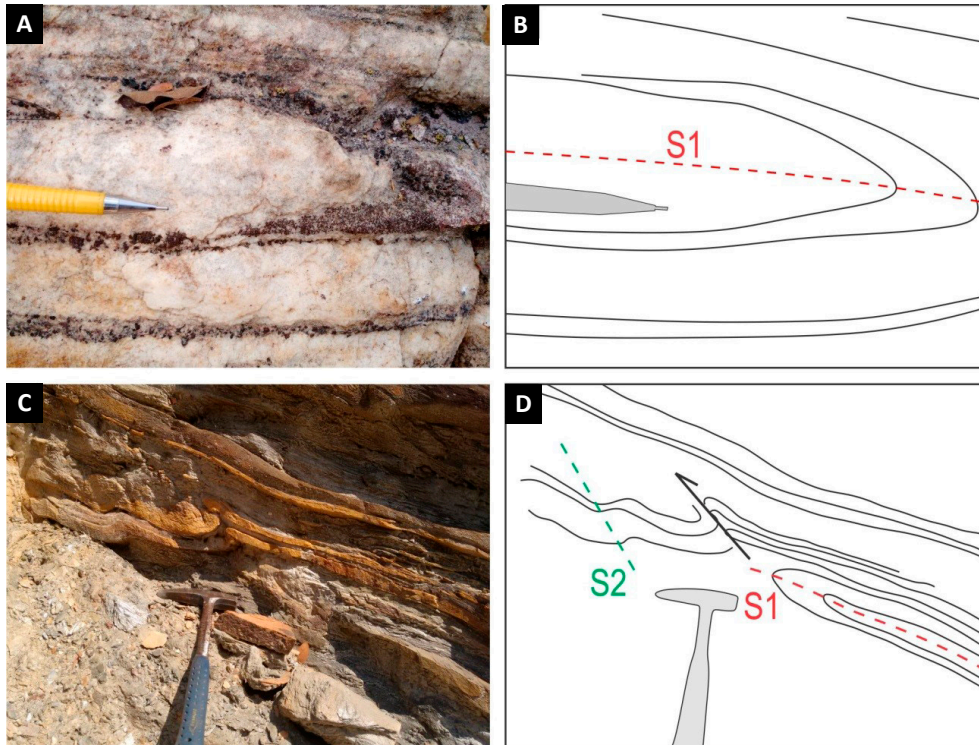


Figura 4.5 - (A) Dobra isoclinal em quartzito com foliação S1 paralela ao acamadamento no ponto CD-092; (B) Representação esquemática de (A); (C) Padrão de dobramento com interferência das fases D1 e D2 no ponto CD-418, onde a fase D1 é correspondente a formação de dobras isoclinais com plano axial paralelas ao acamadamento enquanto a fase D2 interfere nesse padrão gerando dobras assimétricas e zonas de cisalhamento paralelas ao plano axial das dobras; (D) Representação esquemática de (C).

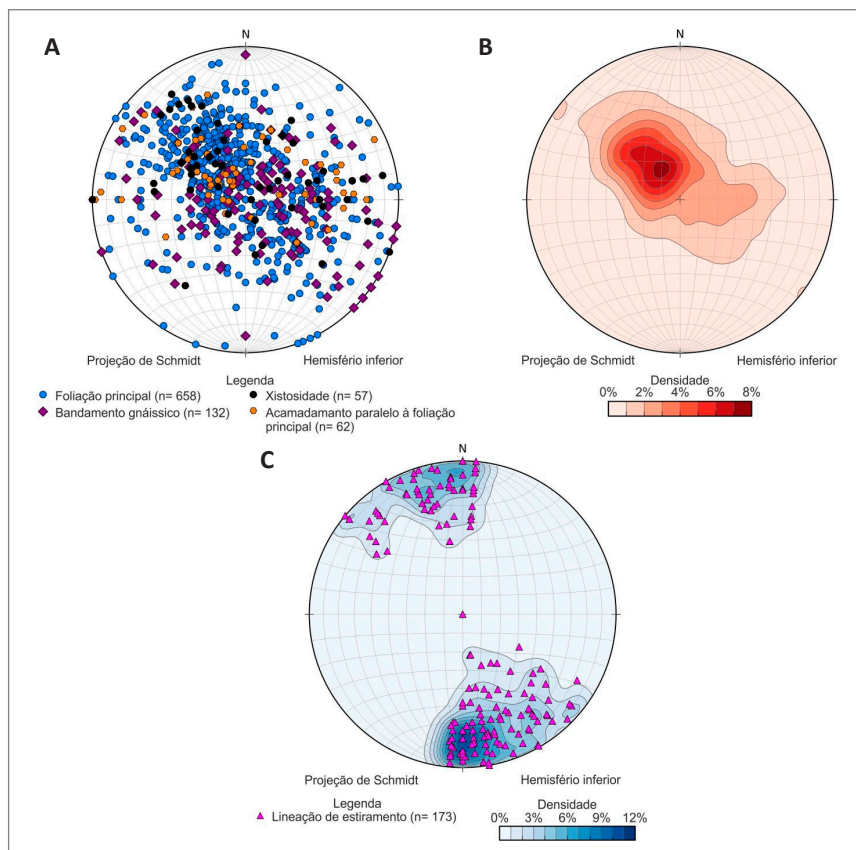


Figura 4.6 - Estereogramas da primeira fase de deformação (D1). (A) Estereograma com pólos das estruturas planares, (B) Gráfico de contorno das estruturas planares e (C) Estereograma com pólos e contorno das lineações de estiramento referente às primeira e segunda fases de deformação indiscriminadas.

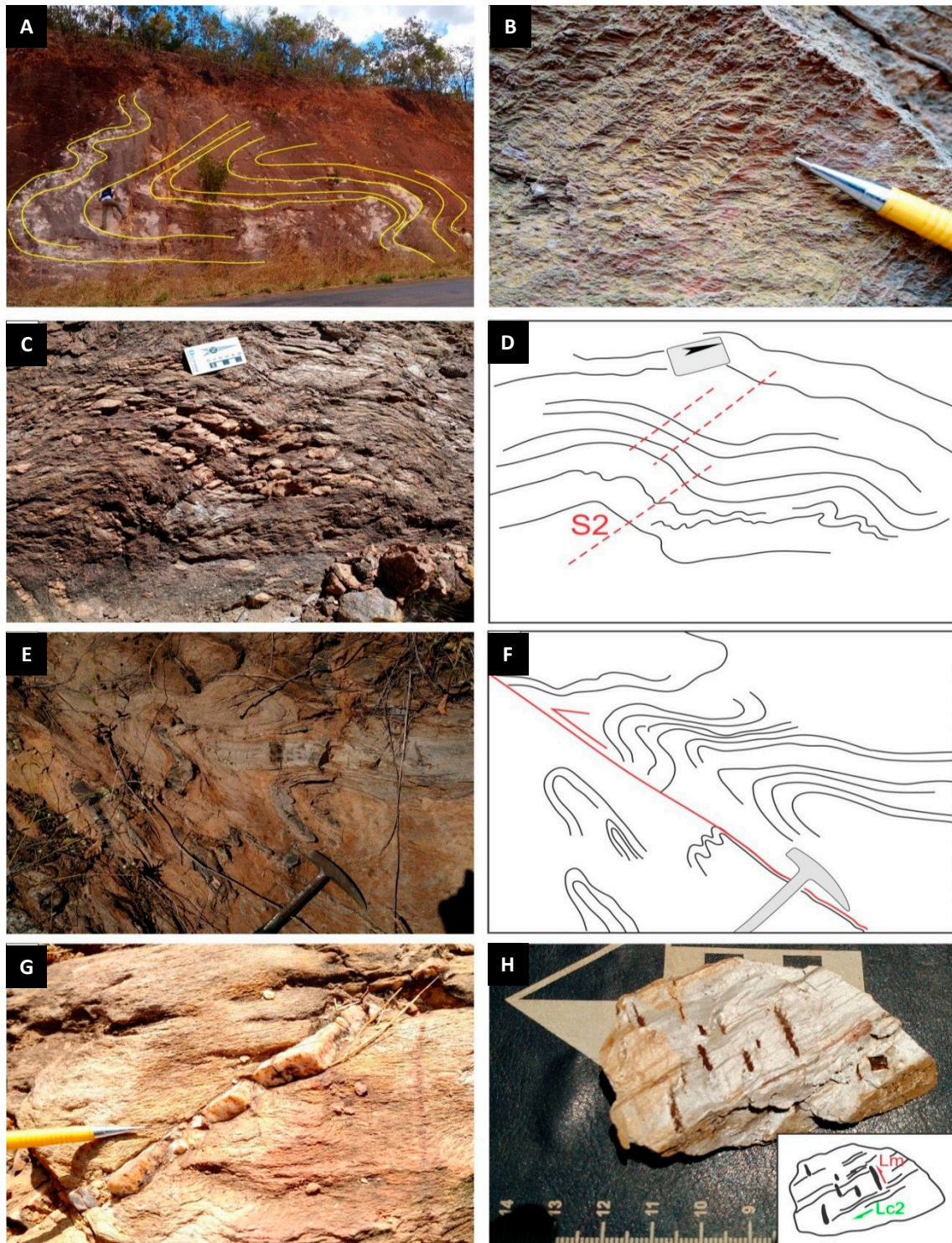


Figura 4.7 - Padrão de deformação observado na fase D2 da Orogênese Brasliana: (A) Padrão de dobramento recumbente a horizontal inclinado, fechado e assimétrico observado no ponto RB-020; (B) Crenulações e clivagem de crenulação em xisto do ponto CD-327; (C) e (E) Geração de zonas de cisalhamento paralelas ao plano axial de dobras da fase D2 dos pontos CD-S004 e CD-S009 com ilustrações (figuras D e F, respectivamente); (G) Veio de quartzo paralelo a S2; e (H) Padrão de lineação de crenulação (Lc2) e lineação mineral (Lm, paralela a lineação de estiramento).

O dobramento é observado regionalmente interferindo nas foliações (Sn) geradas pela Orogênese Riacciana-Ororisiana e na foliação S1, gerada na Fase de Deformação 1 (D1) da Orogênese Brasileira. Em escala de afloramento seu registro mais destacável é caracterizado

pela formação de crenulação intensa das foliações anteriores (Figura 4.7B e H, Figura 4.9B, C e D) e localmente pela transposição de zonas de cisalhamentos compressoriais que se dispõem paralelas ao plano axial das dobras D2 (Figura 4.5C e D, Figura 4.9A).

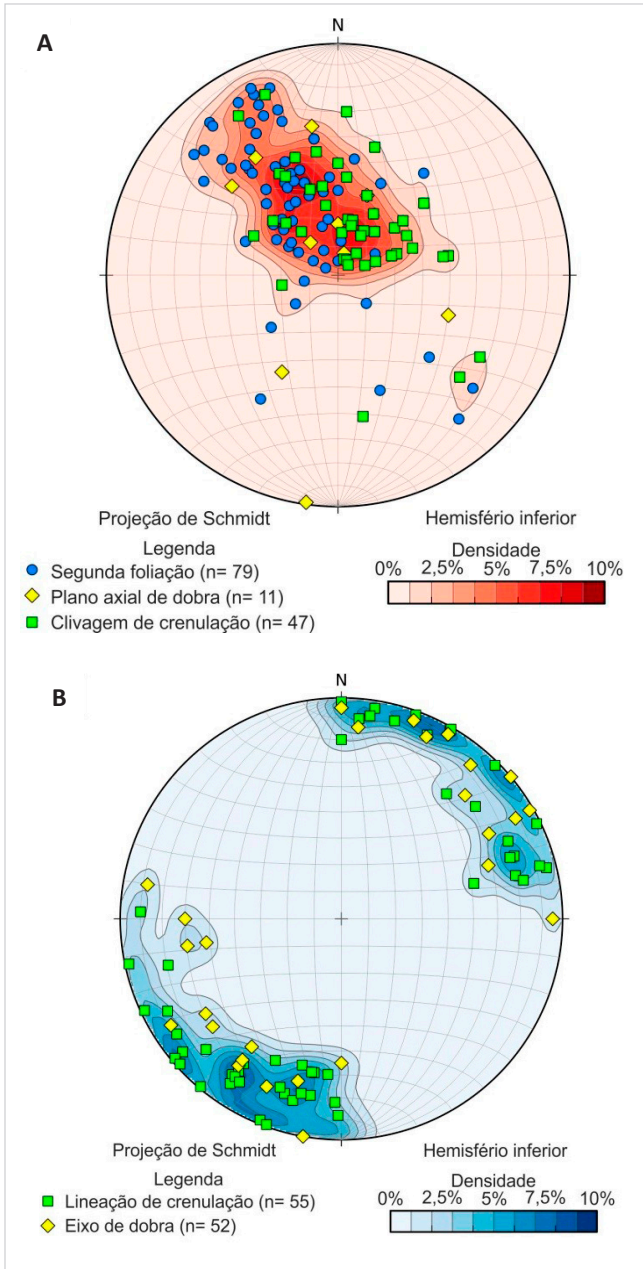


Figura 4.8 - Estereogramas da segunda fase de deformação (D2). (A) Estereograma com pólos e contornos das estruturas planares e (B) Estereograma com pólos e contorno das lineações de crenulação e eixos de dobra.

As zonas de cisalhamento são geradas pelo rompimento das charneiras das dobras D2, sendo em escala de afloramento marcadas pela ocorrência de rochas milonitizadas que indicam as zonas de maior intensidade da deformação. A clivagem de crenulação (Figura 4.7B e C, Figura 4.9B e C) é a estrutura predominante nas áreas menos tensionadas (baixo *strain*). Regionalmente, podem ser destacadas três grandes zonas de cisalhamento: Sebastião Barros, Serra do Boqueirão e Cristalândia do Piauí.

A Zona de Cisalhamento Sebastião Barros é uma grande estrutura compressional a transpressional dextral

de direção NE-SW com ângulo de mergulho intermediário a alto (40° a 90°). Na porção central e sudoeste da área ela está relacionada à descontinuidade litológica entre o Embasamento Arqueano-Paleoproterozoico e os metassedimentos neoproterozoicos, enquanto na porção nordeste da área, essa zona de cisalhamento está impressa apenas nas rochas do Embasamento Arqueano-Paleoproterozoico. É interpretada como a provável primeira e principal zona de cisalhamento do sistema de cavalgamento formado durante essa fase de deformação, sendo as demais estruturas subsidiárias a ela nesta porção da área.

As zonas de cisalhamentos Serra do Boqueirão e Cristalândia do Piauí são estruturas transpressionais dextrais a transcorrente dextrais de direção NW-SE a NNW-SSE e caimento geral para W com ângulo de mergulho intermediário a alto (40° a 90°). Podem ser interpretadas como rampas laterais ao sistema de cavalgamento desenvolvido durante essa fase.

Associado a essas estruturas, ocorre um padrão de estiramento com direção preferencial para SSE e caimento de baixo ângulo (5° a 15°) (Figura 4.6C).

Indicadores cinemáticos dessas estruturas indicam transporte tectônico de SSE para NNW, com compressão principal nesse sentido, ou seja, a, mesma da fase anterior. Sendo assim, credita-se que o desenvolvimento das duas primeiras fases de deformação (D1 e D2) ocorreu de forma progressiva.

Observam-se diferenças de comportamentos das Supracrustais Paleoproterozoicas-Tonianas em relação às rochas do Embasamento Arqueano-Paleoproterozoico em resposta a essa fase de deformação. As Supracrustais Paleoproterozoicas-Tonianas apresentam padrão de dobramento mais intenso, configurando dobras regionais com intensa geração de zona de cisalhamentos compressionais. Nas rochas do Embasamento Arqueano-Paleoproterozoico, por sua vez, as dobras regionais e zonas de cisalhamento são mais discretas. Isso é devido à diferença reológica entre os grupos litológicos, em função das rochas mais antigas apresentarem maior resistência à deformação do que os sedimentos da cobertura.

A segunda fase de deformação (D2) apresentou pico metamórfico em fácies anfíbolito inferior. Essa fácies é evidenciada pela paragéneses mineral dos metassedimentos pelíticos do Grupo Rio Preto, formada pela associação de sillimanita, granada, cordierita, muscovita e quartzo, tendo como acessórios, além de grafita, turmalina e raros feldspatos e biotita; e pela ausência de processos de fusão parcial.

Além disso, algumas feições mineralógicas observadas são características da fácies proposta para o pico metamórfico, tais como: estruturas de peixe em muscovita; grafita de granulometria grossa; quartzo com extinção

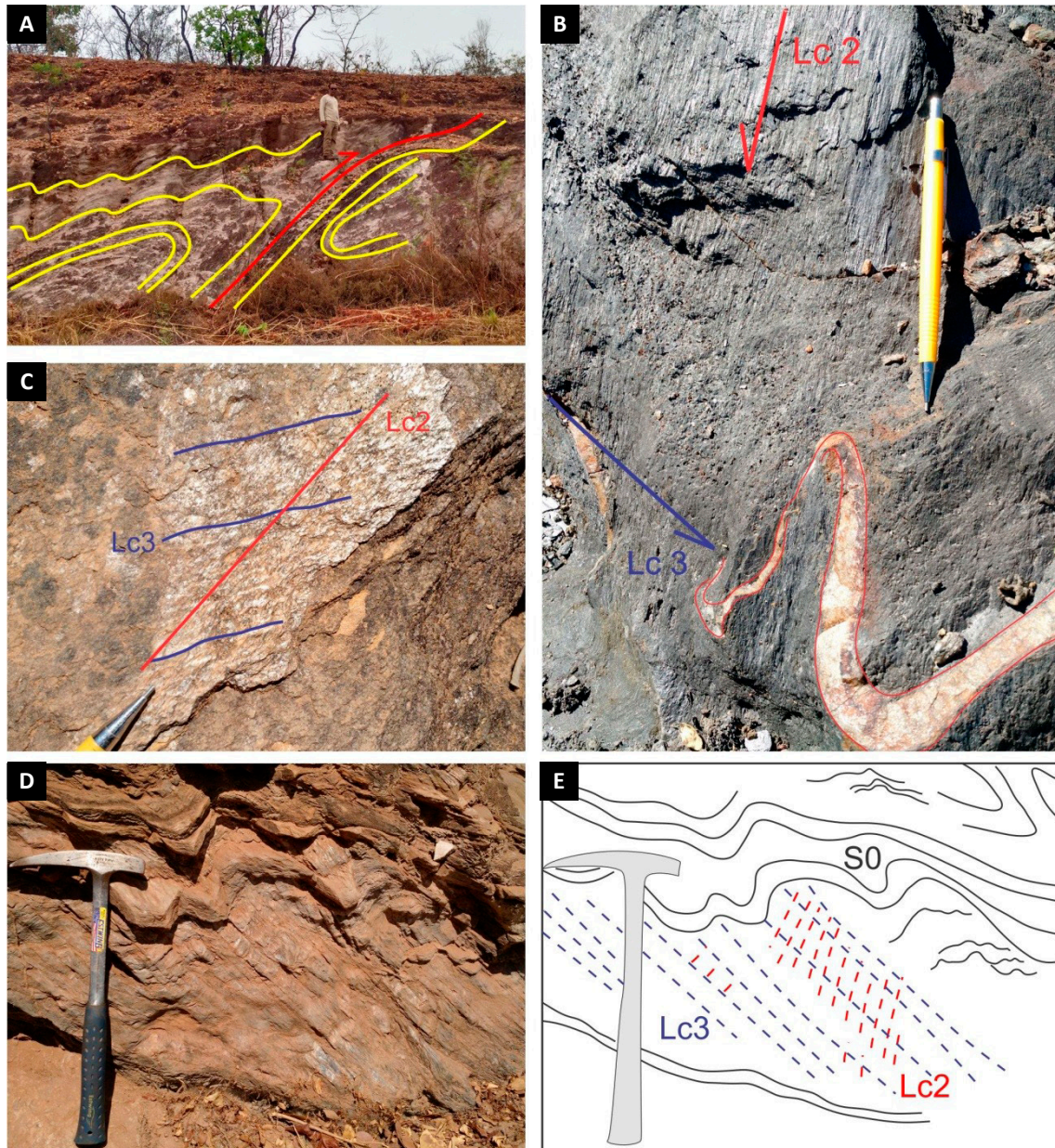


Figura 4.9 - (A) Zona de cisalhamento compressional observado na Fase D2 com dobramento fechado associado. (B), (C) e (D) Padrão de interferência do dobramento da fase D3 (representado pela lineação de crenulação Lc3) sobre as estruturas da fase D2. (E) Quadro esquemático da figura (D).

ondulante e bordas poligonizadas, bem como formando fitas boudinadas e feldspatos com geminação polissintética levemente deformados (Figura 4.10A e B). Além dessas características, podem ser citadas a geração de turmalina paralela ao eixo de dobramento (Figura 4.11A e B), formação de granadas sin-tectônicas (Figura 4.12A e B), formação de anfibólio mangano-cummingtonita nos gonditos; e forte crenulação, com dobras fechadas a apertadas (Figura 4.13A e B).

A essa fase de deformação estão associadas às formações das mineralizações de grafita, manganês e titânio.

A grafita é gerada da transformação metamórfica de material carbonoso presente em lentes nos

metassedimentos, sendo essa transformação favorecida pela temperatura máxima de pico metamórfico alcançada, que é maior do que das demais fases de deformação. Assim, à fase de deformação D2 é atribuída como responsável pela formação das principais ocorrências de grafita registradas na região do projeto.

Essa fase de deformação responde ainda pela reconcentração de manganês nas foliações geradas, tanto em clivagens de crenulação quanto em foliações miloníticas em zonas de cisalhamentos, como também pelas mineralizações de titânio associadas à formação de veios de quartzo que ocorrem paralelos as foliações.

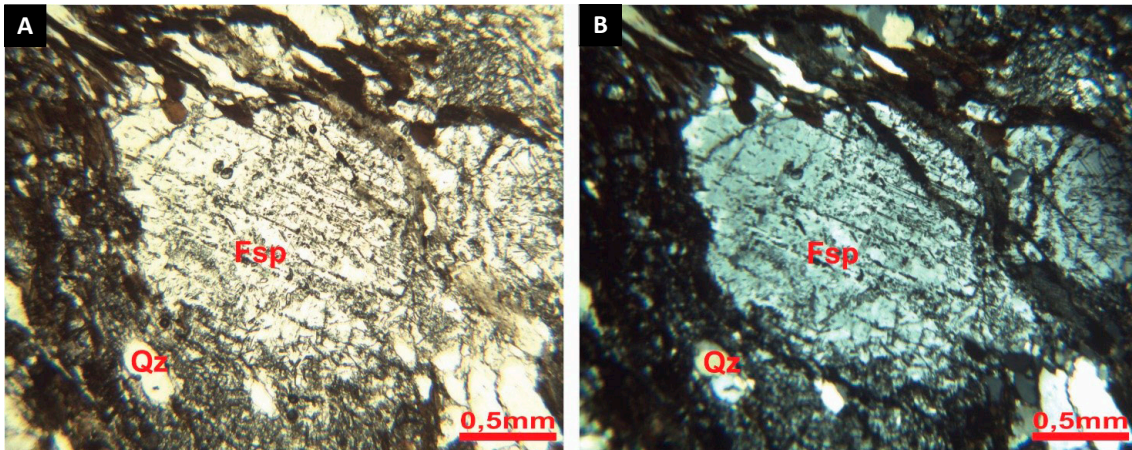


Figura 4.10 - Fotomicrografia a nicóis paralelos (A) e nicóis cruzados (B), mostrando o feldspato deformado em biotita gnaiss do Complexo Cristalândia do Piauí. Abreviações: Qz – quartzo e Fsp - feldspato.

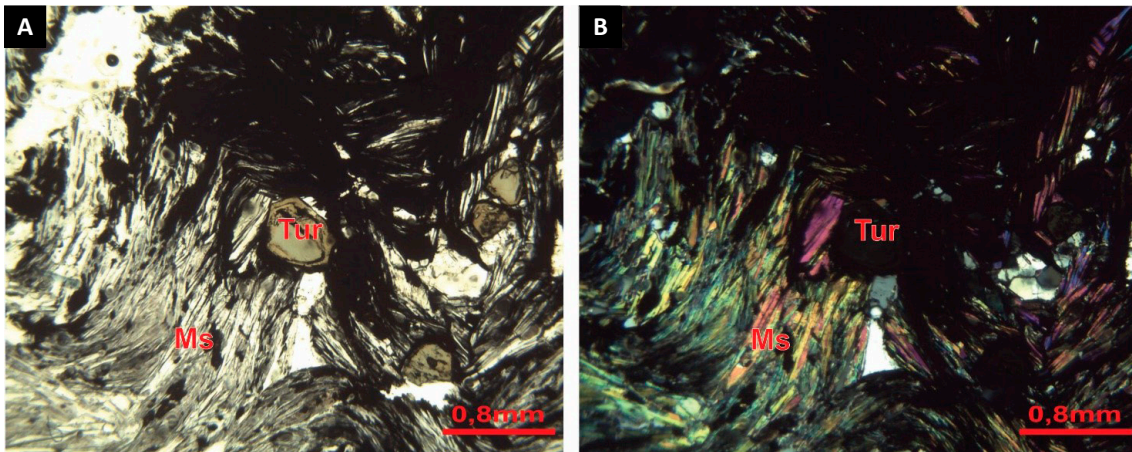


Figura 4.11 - Fotomicrografia de xisto do Grupo Rio Preto mostrando o desenvolvimento de turmalina no eixo de uma microdobra apertada a nicóis paralelos (A) e a nicóis cruzados (B). Abreviações: Ms – muscovita e Tur - turmalina.

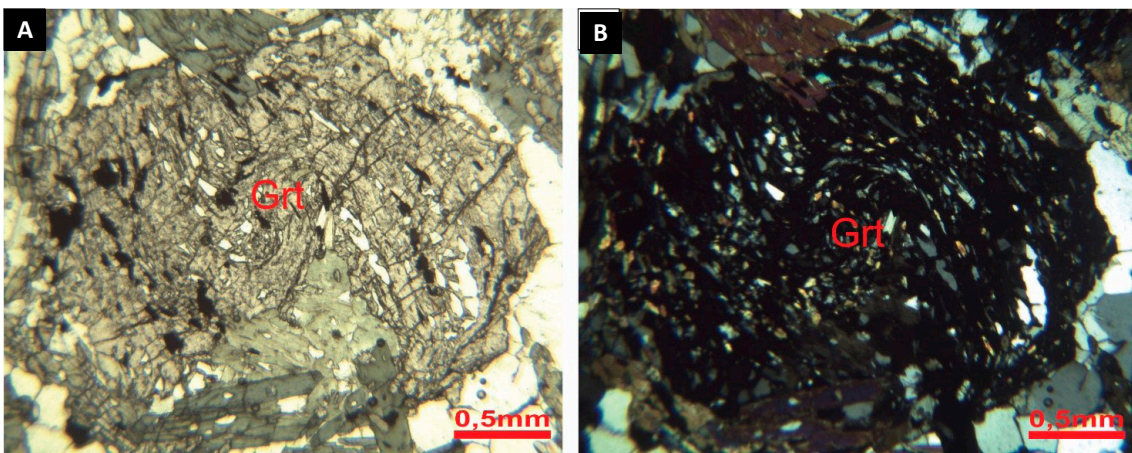


Figura 4.12 - Granada (Grt) sin-tectônica em paragneiss do Domínio Cristalândia do Piauí a nicóis paralelos (A) e cruzados (B).

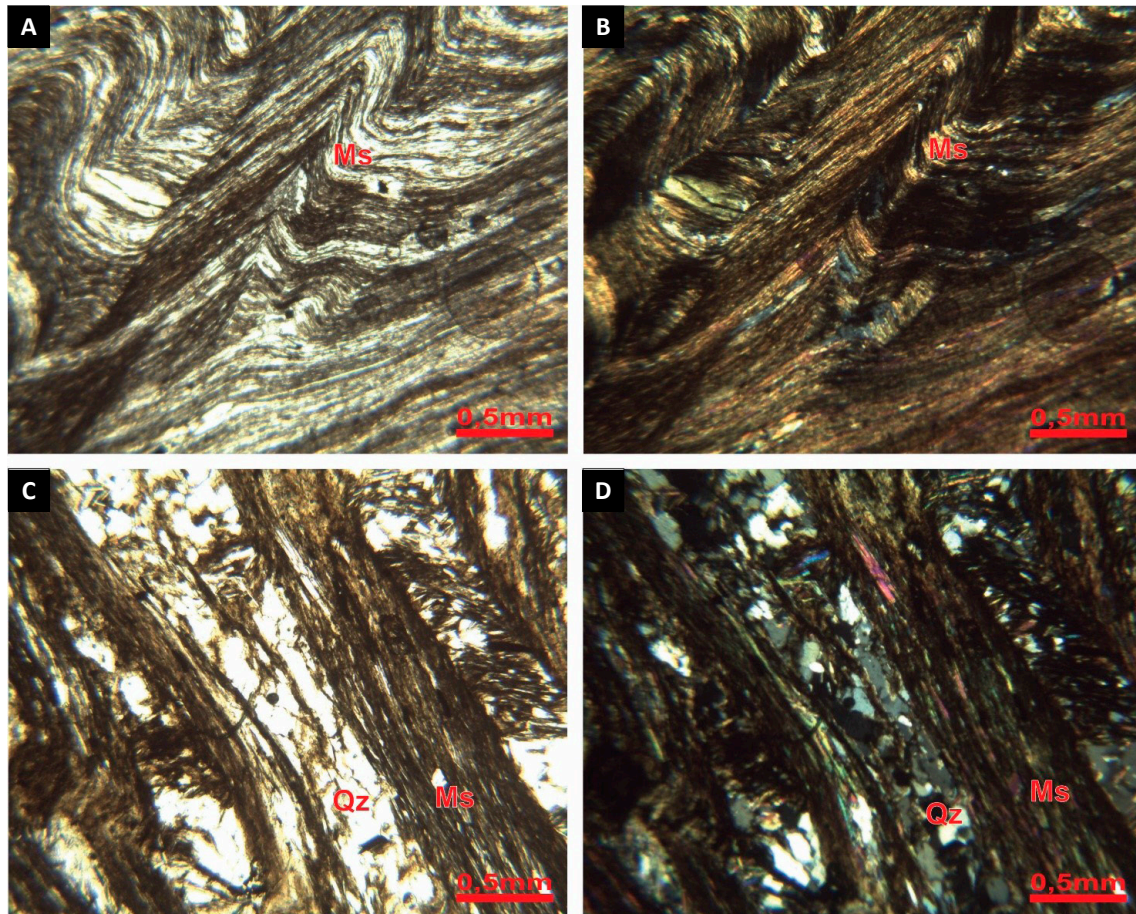


Figura 4.13 - Fotomicrografia de muscovita xisto do Grupo Rio Preto A e B, respectivamente nicóis paralelos e nicóis cruzados, exibem um corte paralelo à crenulação em que se evidenciam os microdobramentos fechados a apertados. A segunda lâmina do mesmo afloramento, figuras C e D, respectivamente a nicóis paralelos e cruzados, exibem um corte perpendicular à superfície de crenulação o que permite observar a lineação de interceção. Abreviações: Ms – muscovita e Qz – quartzo.

4.2.3.3. Fase de Deformação 3 (D3)

A terceira fase de deformação é caracterizada principalmente por dobramentos suaves a abertos e a reativação das zonas de cisalhamento formadas em D2 em condições dúcteis.

Além do padrão de dobramento supracitado, esse evento de deformação configura também dobras mais fechadas, subverticais e levemente assimétricas. Os eixos de dobramento estão orientados conforme direção NNW-SSE, com caimento para SSE e empinados (75° a 85°). O plano axial, subvertical e alinhado a direção NNE-SSE, tem mergulho preferencial para WSW, indicando vergência para ENE (Figura 4.14).

O dobramento é observado regionalmente formando grandes dobras suaves que interferem nas foliações pré-teritas. Em escala de afloramento, associadas as dobras D3 são observadas crenulações espaçadas (Figura 4.9B e C) e localmente clivagens paralelas aos planos axiais de dobramento (Figura 4.9D e E).

A região centro-leste da área, nas faixas de ocorrência do Embasamento Arqueano-Paleoproterozoico e das

Supracrustais Paleoproterozoicas-Tonianas, circundantes às cidades de Júlio Borges (PI) e Mansidão (BA), se apresenta como uma exceção ao padrão de dobras D3, com um dobramento de maior intensidade caracterizado por dobras fechadas, sendo essa deformação interpretada como possível responsável pelo soerguimento do Embasamento Arqueano-Paleoproterozoico na região.

Durante o desenvolvimento da deformação nestes sítios acredita-se que houve reativação das zonas de cisalhamento compressionais formadas em D2, gerando zonas de cisalhamento transpressionais dextrais. As estruturas são localmente verticalizadas e a nova lineação de estiramento gerada tem direção NE-SW e caimento sub-horizontal (0 a 10°).

A interpretação dessas estruturas indica direção de compressão principal WSW-ENE, com transporte tectônico para ENE.

A fase de deformação D3 tem pico metamórfico em fácies xisto verde, causando retrometamorfismo localmente. Isso fica evidenciado pela formação de clorita em minerais máficos e forte epidotização tanto em rochas máficas quanto em metassedimentos.

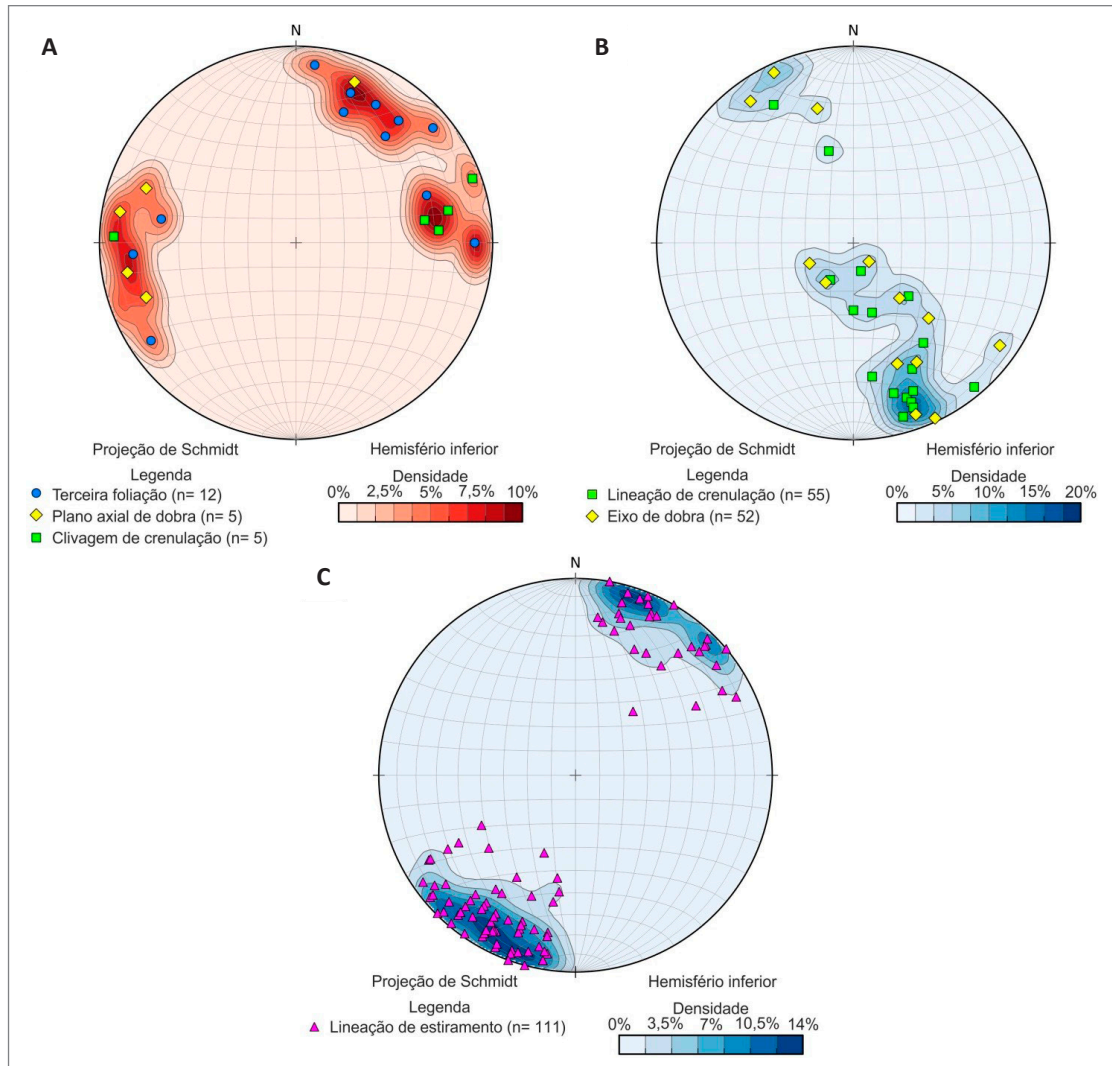


Figura 4.14 - Estereogramas da terceira fase de deformação (D3). (A) Estereograma com pólos e contorno das estruturas planares, (B) Estereograma com pólos e contorno das lineações de crenulação e eixos de dobra e (C) Estereograma com pólos e contorno das lineações de estiramento.

Ocorre ainda fraturamento de cristais de feldspatos previamente deformados.

Além disso, algumas feições mineralógicas são marcantes nessa fase de deformação, tais como: formação de crenulações suaves a abertas (Figura 4.15A e B), geração de fitas de quartzo pouco desenvolvidas (Figura 4.16A e B) e concentração de minerais de manganês, principalmente óxidos, segundo o plano de crenulação.

Assim como na fase D2, a terceira fase de deformação é caracterizada pela reconcentração de manganês nas foliações geradas, tanto em clivagens de crenulação quanto em foliações miloníticas em zonas de cisalhamento. No entanto, nota-se que nas superfícies de foliação formadas as concentrações de manganês são mais expressivas do que nas ocorrências da fase D2.

Mineralização de titânio também ocorrem associada a veios de quartzo paralelos as foliações, assim como na

fase D2, sendo, entretanto, mais comuns nas estruturas da fase D3.

4.2.3.4. Fase de Deformação 4 (D4)

A quarta fase de deformação é caracterizada por fraturas e falhas transcorrentes, com brechação associada em ambiente rúptil-dúctil a rúptil.

São observadas na área quatro direções principais de fraturamento / falhamento (Figura 4.17F): N-S, WNW-ESE, NW-SE e NE-SW. Essas direções são agrupadas em duas famílias de estruturas: Família 1 (falhas / fraturas N-S e NW-SE) e Família 2 (falhas / fraturas WNW-ESE e NE-SW).

A primeira família é a mais proeminente na área, gerando lineamentos estruturais com dezenas de quilômetros de extensão. Regionalmente, sua direção principal é NW-SE. São majoritariamente falhas transcorrentes tanto com sentido dextral (NW-SE) como

sinistral (N-S), com fraturas paralelas às duas direções (Figura 4.17A, B, C e D). Este sistema de estruturas é interpretado como sendo formado como consequência de esforços compressivos de NNW para SSE no final da orogênese Brasileira.

Ocorrem localmente zonas de cataclase e brechação associado à Família 1, com geração de cataclasitos e percolação de fluidos enriquecidos em sílica e manganês (Figura 4.18), esse último apenas nas proximidades de corpos mineralizados.

O sistema de estruturas da família 2 é observado principalmente na região da Bacia do Parnaíba, notadamente nas rochas do Embasamento Arqueano-Paleoproterozoico que a limitam. Sua direção preferencial parece ser NE-SW pela grande quantidade de lineamentos estruturais observados nas rochas do embasamento com essa direção. São falhas transcorrentes a transtensivas

dextras (WNW-ESE) e sinistras (NE-SW) com fraturas paralelas às suas direções.

Essas estruturas são interpretadas como relacionadas ao relaxamento crustal no final da Orogênese Brasileira, com geração de estruturas de flor negativas e formação de pequenas bacias sedimentares. A Bacia do Araçá, com mineralização em cobre associada, foi gerada nesse período e acredita-se estar encaixada nesse contexto (Sousa *et al.*, 2017).

4.2.4. Evento 4: Depressão Intracratônica Paleozoica

O quarto evento de deformação na área é relacionado à formação da Bacia do Parnaíba, a qual desenvolveu-se sobre um embasamento continental durante o estágio de estabilização da Plataforma

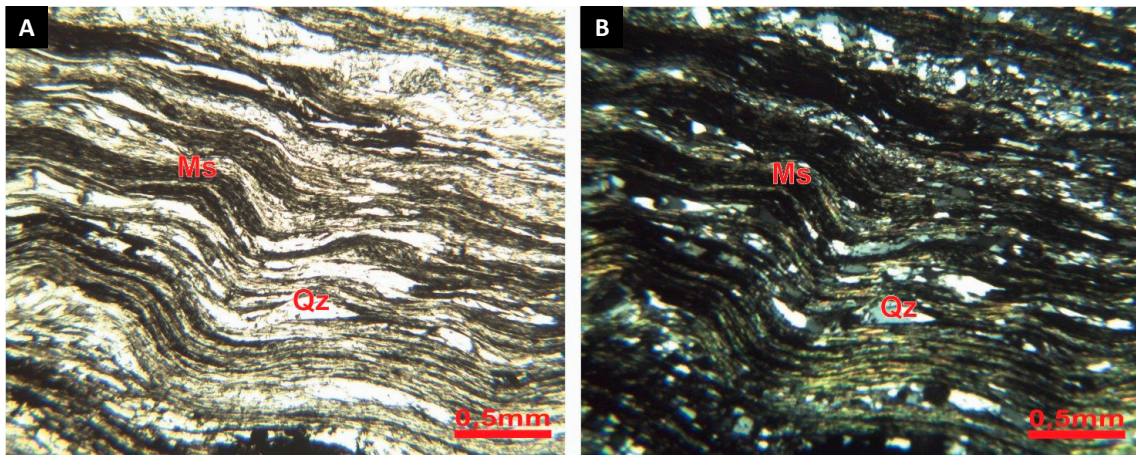


Figura 4.15 - Crenulação típica da fase D3 em xisto do Grupo Rio Preto, à nicóis paralelos (A) e nicóis cruzados (B). Notar como as microdobras são suaves a abertas, demonstrando que a deformação nessa fase foi menos intensa que em D2. Abreviações: Ms – muscovita e Qz – quartzo.

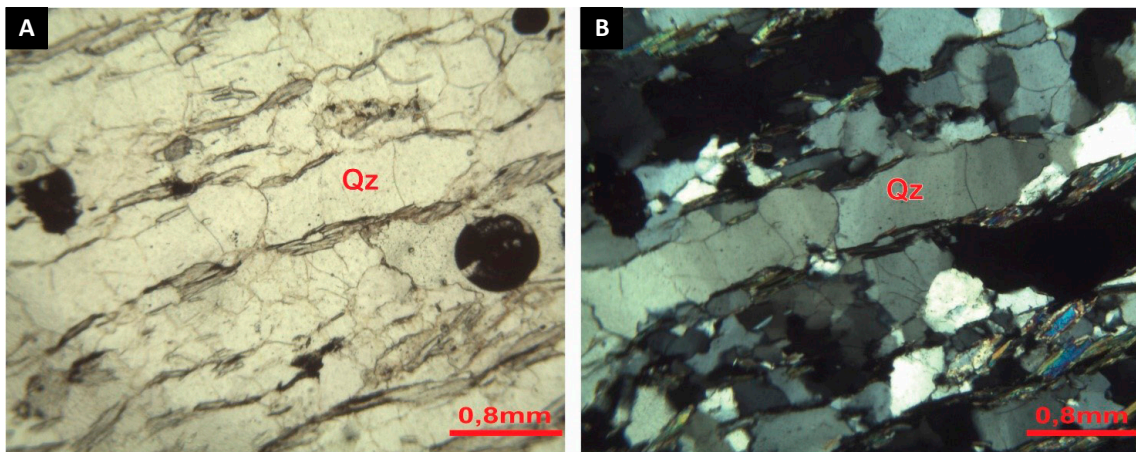


Figura 4.16 - Quartzito do Grupo Santo Onofre contendo estiramento mineral e desenvolvimento incipiente de fitas de quartzo (Qz) em nicóis paralelos (A) e nicóis cruzados (B).

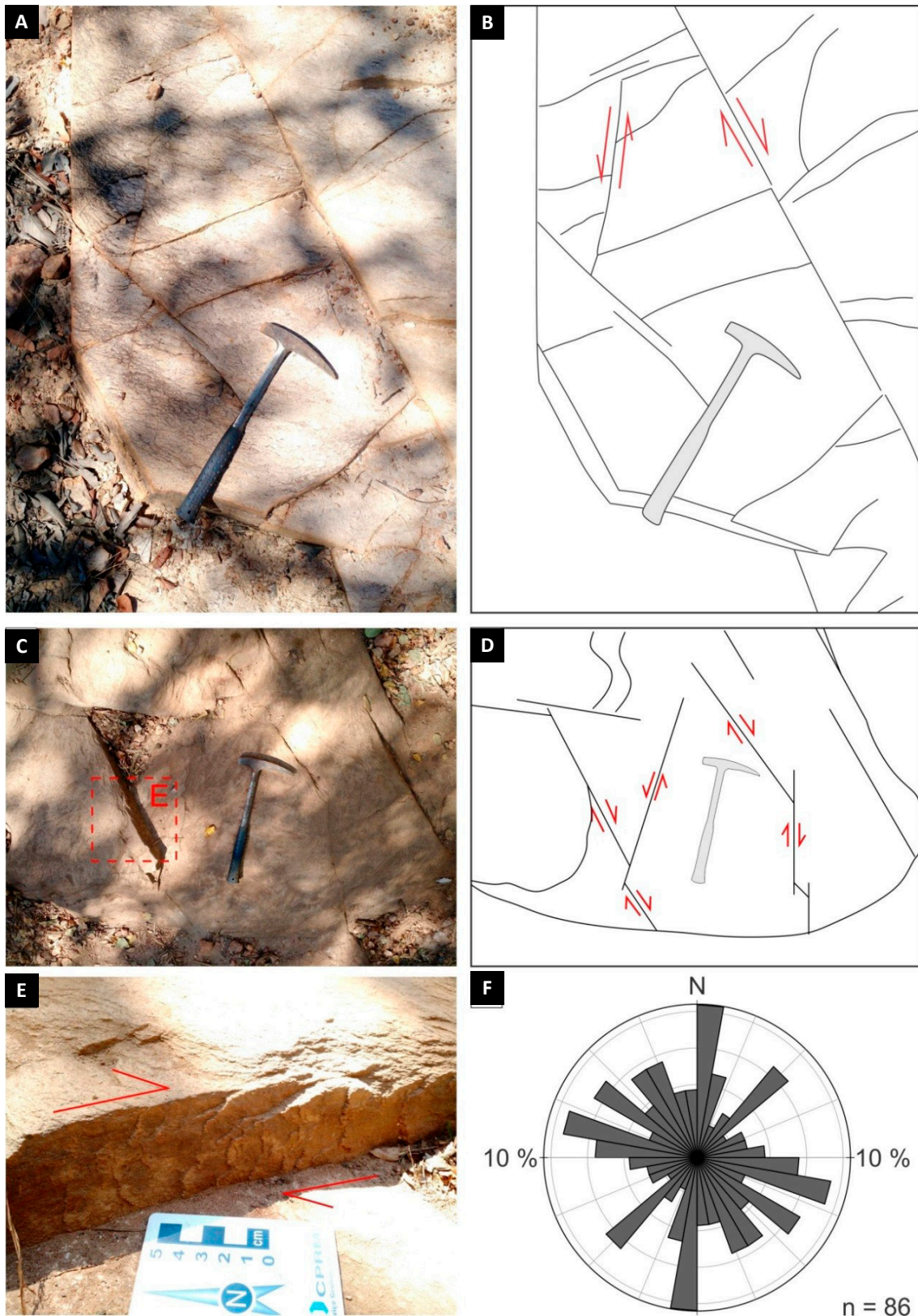


Figura 4.17 - (A) Padrão de fraturamento observado em quartzito do Grupo Rio Preto do ponto CD-083 e (B) quadro esquemático; (C) Padrão de fraturamento observado em quartzito do Grupo Rio Preto do ponto CD-S014 e (D) quadro esquemático; (E) Detalhe da imagem (D) mostrando estrias de falha com indicador de movimentação dextral; e (F) Gráfico de Roseta mostrando as direções preferenciais de fraturamento.

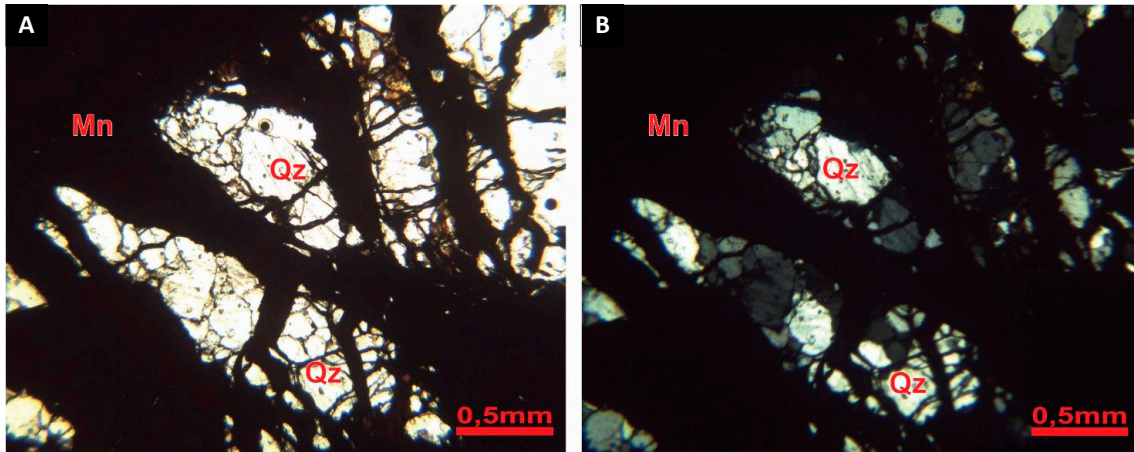


Figura 4.18 - Fraturas inter e transgranulares preenchidas por óxido de manganês em quartzito do Grupo Santo Onofre, à nicóis paralelos (A) e nicóis cruzados (B).
Abreviações: Mn – óxido de manganês e Qz – quartzo.

Sul-Americana (Almeida & Carneiro, 2004). A evolução da bacia está relacionada à subsidência flexural da Plataforma Sulamericana, com intenso fraturamento e falhamento relacionado à etapa de implantação da sua depressão.

Góes *et al.* (1994) adotam como hipótese mais factível para implantação da Bacia do Parnaíba uma suposta fragmentação de um supercontinente no Neoproterozoico, deixando como subproduto um megassistema de fraturas que deu início à construção da Depressão Intracratônica do Parnaíba. Na área de estudo, esse megassistema de fraturas descrito pelos autores é relacionado às famílias de fraturas e falhas da fase D4 da Orogênese Brasileira, onde as discontinuidades foram reativadas como falhas rúpteis no setor norte da área, sendo a direção principal observada a NE-SW.

4.2.5. Evento 5: Depressão Intracratônica Mesozoica

Este último evento observado na área é relacionado à formação da Bacia Sanfranciscana, que possui processo de formação semelhante à da Bacia do Parnaíba.

A bacia desenvolveu-se por meio de subsidência flexural da porção central da Plataforma Sul-Americana, principalmente segundo a direção N-S, e é relacionada à abertura do Oceano Atlântico (Campos & Dardenne, 1997). Na área de estudo não foram observados sistemas de fraturamento ou falhamento relacionados a formação dessa bacia. O que ocorrem são fraturas nas rochas da bacia, mas que são relacionadas provavelmente ao soerguimento dessas já no Cenozoico.

5. GEOFÍSICA

5.1. INTRODUÇÃO

O Projeto Integração Geológica e de Recursos Minerais das Faixas Marginais da Borda Norte-Noroeste do Cráton São Francisco - Subárea Rio Preto é recoberto por dados geofísicos aéreos (gamaespectrometria, magnetometria e gravimetria) e terrestres (gravimetria). Para interpretação e integração dos dados geofísicos foram usados dados geológicos provenientes de mapeamento geológico básico em folhas de 1:250.000 e 1:100.000, informações inéditas do projeto e dados disponíveis na literatura (Barbosa, 1982; Egydio-Silva, 1987; Arcanjo, 2001; Caxito, 2010; Caxito, 2013; Aquino, no prelo).

O estudo integrado dos dados aerogeofísicos foi realizado visando o entendimento das relações tectono-estruturais que envolvem a Faixa Rio Preto e o Cráton São Francisco, com base na separação de domínios geofísicos, determinação dos lineamentos geofísicos, geometria e profundidade das fontes.

5.2. DADOS GEOFÍSICOS

O conjunto de dados aéreos magnetométricos e gamaespectrométricos utilizado nesse trabalho corresponde aos projetos Cristalândia do Piauí (2009) e Borda Sul da Bacia do Parnaíba (1976) (Figura 5.1). Esses dados foram adquiridos pela Lasa Engenharia e Prospecções S.A. e Prospec S.A., respectivamente. O levantamento Cristalândia do Piauí recobriu 51.197 km de perfis geofísicos de alta resolução, com intervalo de amostragem de 0,1 s (magnetometria) e 1,0 s (gamaespectrometria), e com altura média em relação ao terreno de 100 m. As linhas de voo foram orientadas na direção N-S, com espaçamento de 0,5 km. As linhas de controle de qualidade do levantamento tiveram direção E-W e espaçamento de 10 km. Foi utilizado sensor Scientrex CS-2 de vapor de césio montado na cauda da aeronave (*Stinger*), com resolução de 0,001 nT e faixa de amostragem entre 20.000 e 95.000 nT. Foi utilizado gamaespectrômetro Exploranium, modelo GR-820 de 256 canais

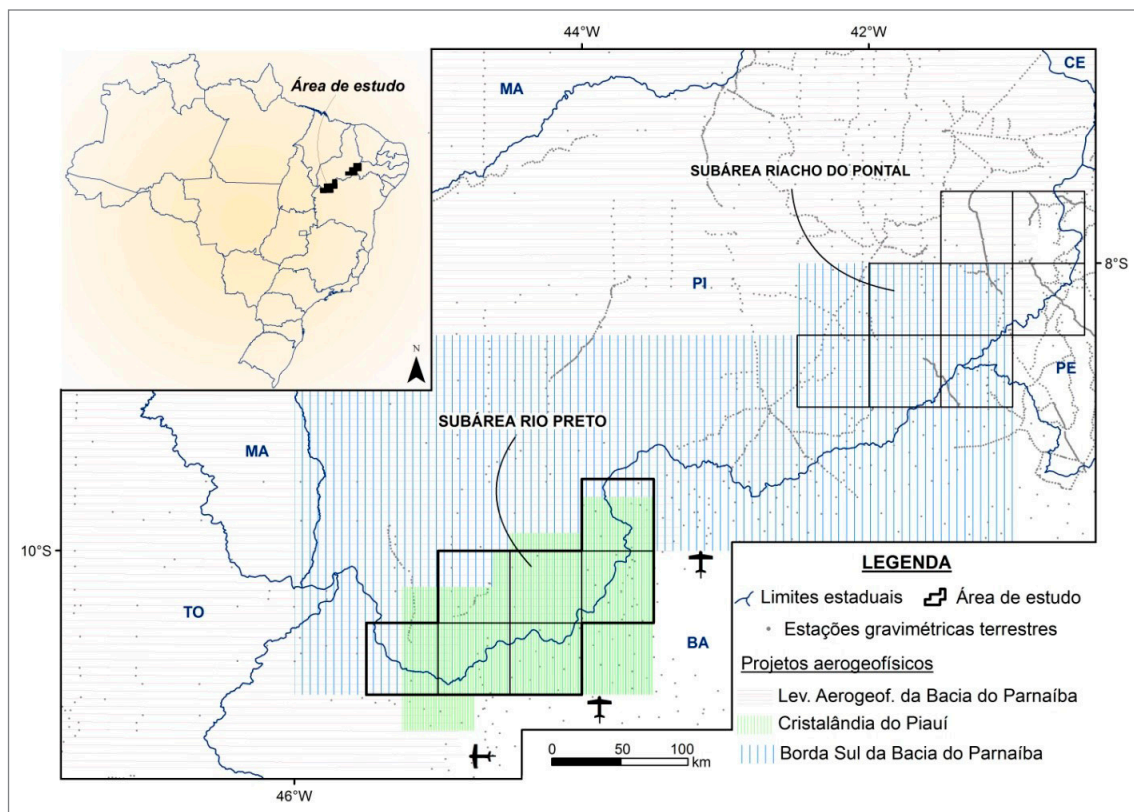


Figura 5.1 - Mapa de localização dos projetos aerogeofísicos e dados gravimétricos terrestres.

espectrais (Lasa Engenharia e Prospecções S.A., 2009). Para os dados do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba, foi voado 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. A aquisição dos dados foi realizada com magnetômetro da Geometrics (G-803) e gamaespectrômetro (DIGRS-3001) da Exploranium.

Foram usados dados gravimétricos terrestres, adquiridos por universidades (USP, UFRN, UFPE, entre outras) e instituições de pesquisa (CPRM, IBGE, 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 5.1). Os dados aerogravimétricos têm linhas de voo E-W, com espaçamento de 6 km, intervalo entre as medições de 0,04 s e altura média de voo entre 500 a 800 m. Foi utilizado um sistema aerogravimétrico com plataforma inercial e três sensores gravimétricos em paralelo, modelo Graviton GMB-3 (Andrade e Konzen, 2006).

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).

5.2.1. Gamaespectrometria

Os bancos de dados gamaespectrométricos aéreos foram recortados de modo a abranger apenas a área de estudo. Durante o pré-processamento 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 levantamentos. Os dados do Projeto Cristalândia do Piauí foram interpolados em malha quadrada com célula de 125 m de lado por meio de método bidirecional. 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 5.2). Os dados do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba 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

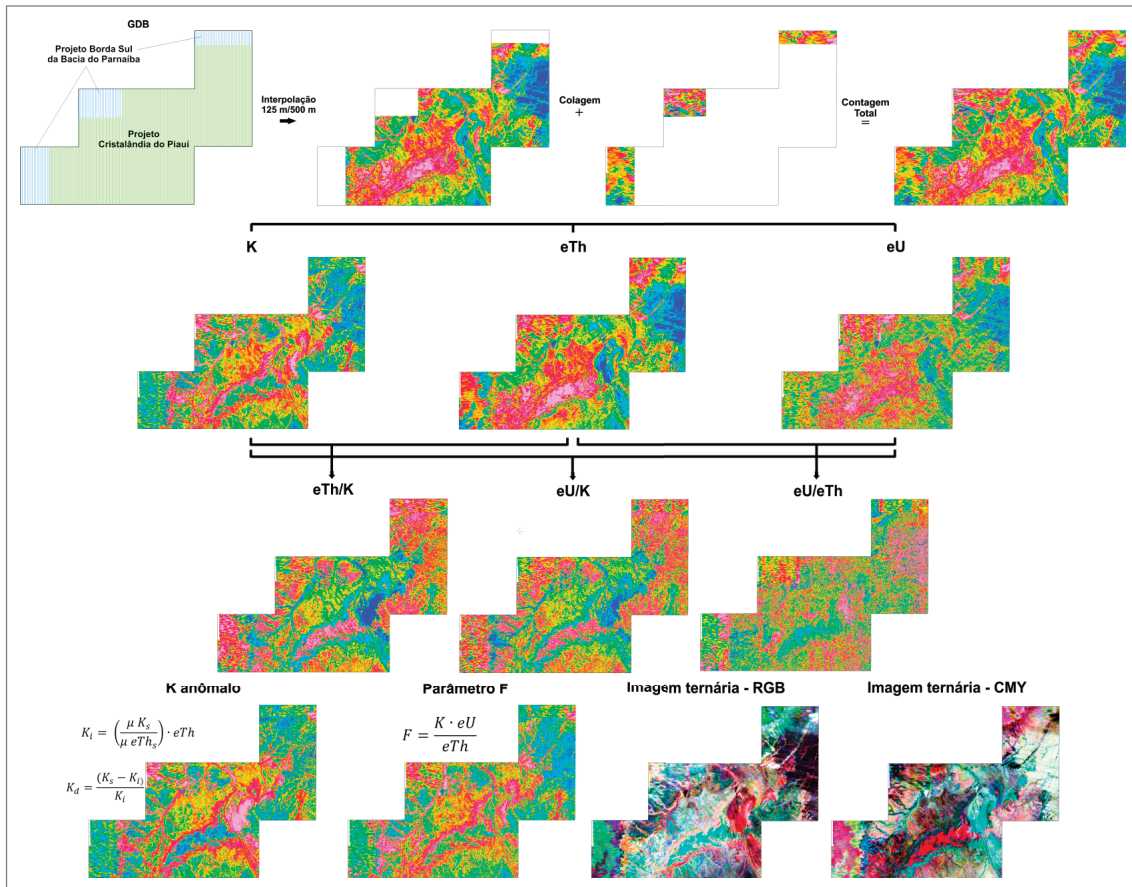


Figura 5.2 - Fluxograma de processamento dos dados aerogamaespectrométricos. GDB: Geodatabase; K: Potássio; eTh: equivalente do Tório; eU: equivalente do Urânio; RGB: Red, Green, Blue; CMY: Cyan, Magenta, Yellow.

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 5.2).

Os mapas dos canais de potássio, em %, equivalente do tório, em ppm, e equivalente do urânio, em ppm, mostram as variações laterais das concentrações de cada elemento (Figura 5.3), baseadas na intensidade de radiação recebida em um determinado intervalo de frequência (IAEA, 2003). As concentrações dos radioelementos variam de acordo com a natureza 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 dos radioelementos está bem abaixo dos valores médios da crosta (K: 0,51%; eTh: 9,58 ppm; eU: 1,1 ppm).

Os mapas de razões entre os radioelementos foram obtidos com valores de concentração no banco de dados e são mostrados na Figura 5.4. Esses produtos foram relevantes nas interpretações, visto que realçam o enriquecimento relativo de um canal em relação ao outro. Essa técnica também é importante do ponto de vista prospectivo, associada a processos de alteração hidrotermal em soluções enriquecidas em potássio ou urânio, por exemplo.

Outros produtos utilizados nas interpretações e que servem de bons guias prospectivos foram o potássio anômalo e o parâmetro ou fator F (Figura 5.5A e B). 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).

A composição ternária em falsa cor RGB (Figura 5.5C) foi usada como base para as interpretações e separação de domínios geofísicos/geológicos. Essa técnica é bastante utilizada por representar a variação lateral 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.

5.2.2. Magnetometria

Os dados aeromagnéticos foram previamente reduzidos da variação diurna e da variação da componente principal do campo geomagnético (*International Geomagnetic Reference Field - IGRF*) (Lasa Engenharia e Prospecções S.A., 2009). Os procedimentos de interpolação e junção dos *grids* foram semelhantes aos

usados no pré-processamento dos dados aerogama-espectrométricos. 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 5.6).

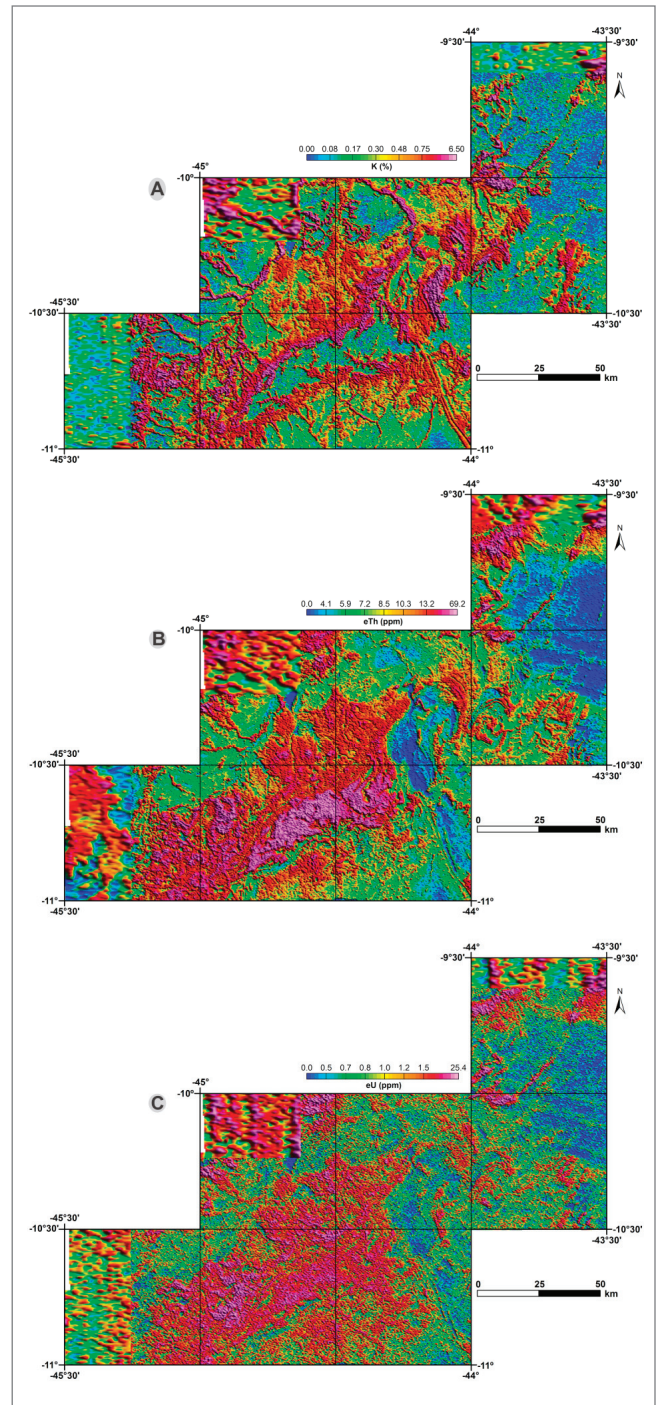


Figura 5.3 - Mapas de distribuição dos radioelementos: a) Potássio (K); b) equivalente do Tório (eTh) e; c) equivalente do Urânio (eU).

O mapa de anomalia magnética (Figura 5.7) apresenta as fontes magnéticas na área de estudo sem os efeitos do campo magnético terrestre e serve de base para a sequência de processamento. 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, 2015). Com isso, foi usado o mapa de anomalia magnética para gerar os demais produtos.

O mapa da primeira derivada vertical da anomalia magnética (Figura 5.8A) é utilizado para amplificar os curtos comprimentos de onda da anomalia magnética. Tal artifício permite o estudo de fontes magnéticas mais rasas.

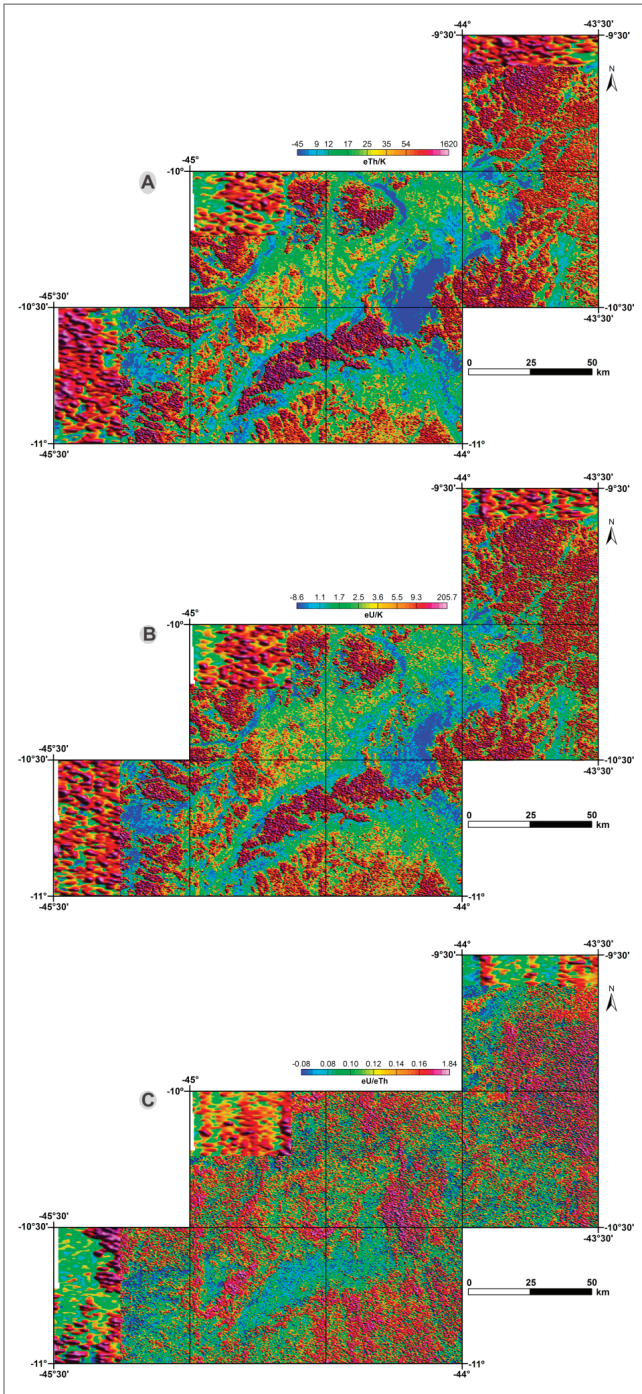


Figura 5.4 - Mapas de razões entre os radioelementos: a) equivalente do Tório/Potássio (eTh/K); b) equivalente do Urânio/Potássio (eU/K) e; c) equivalente do Tório/ equivalente do Urânio (eTh/eU).

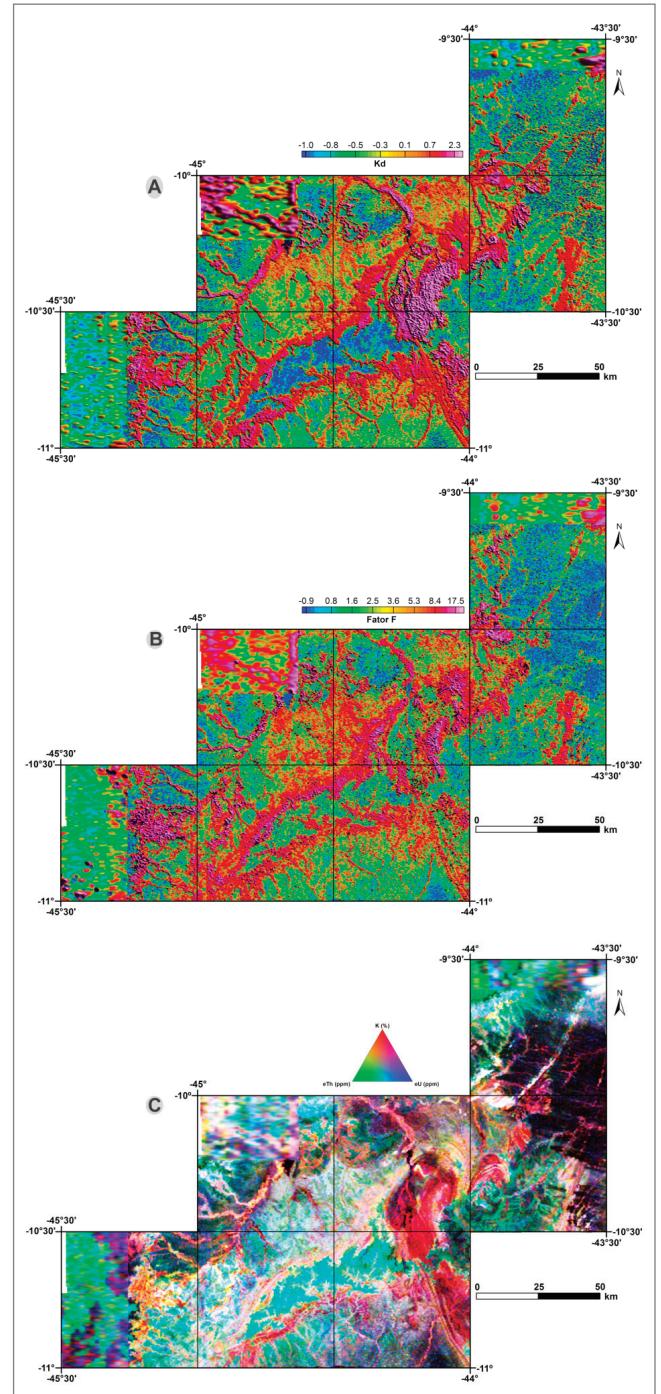


Figura 5.5 - Mapas de combinações entre os radioelementos: a) Potássio anômalo (Kd); b) Parâmetro ou Fator F e; c) Imagem ternária em falsa cor RGB.

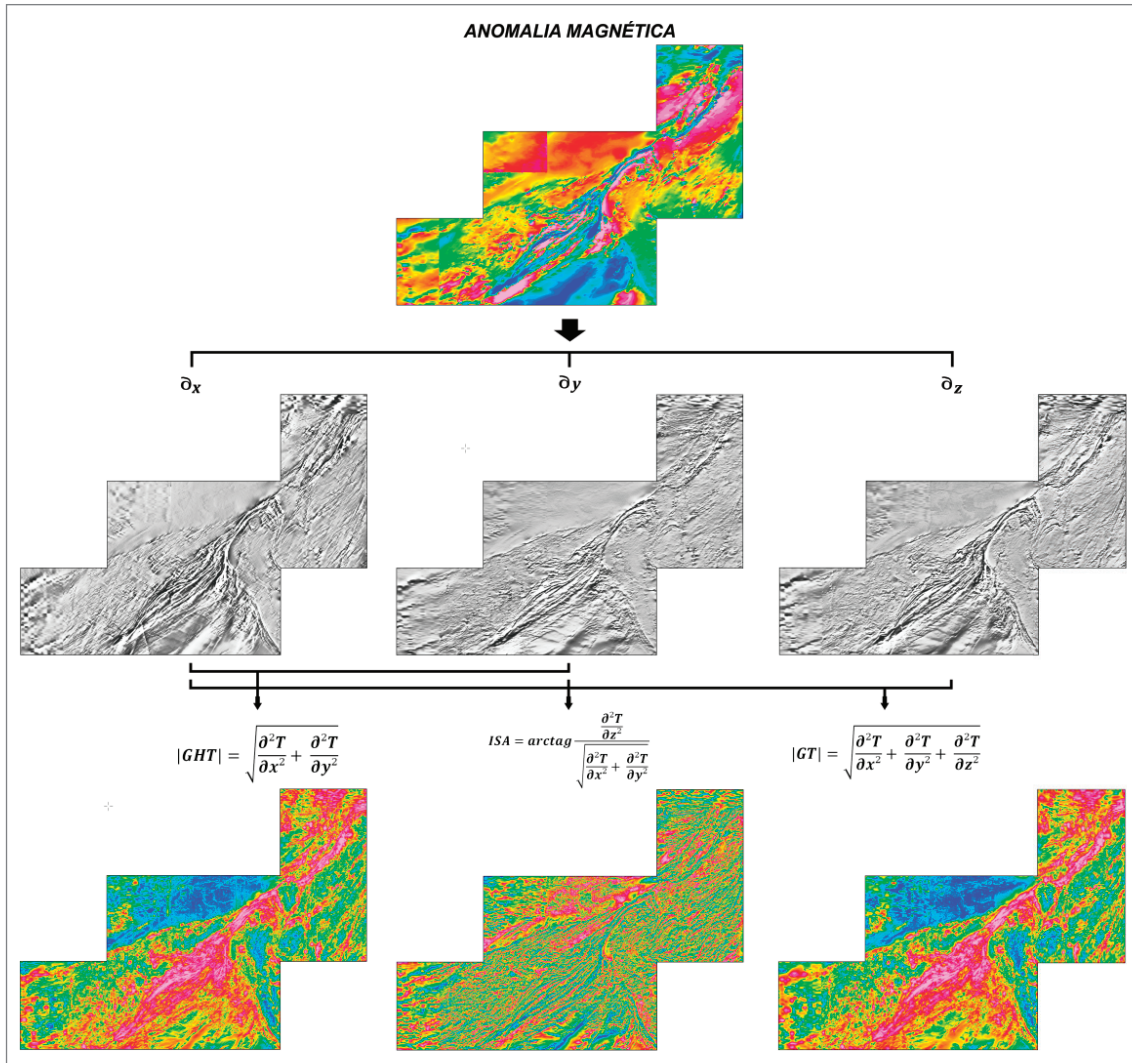


Figura 5.6 - Fluxograma de processamento dos dados aeromagnéticos. ∂_x , ∂_y , ∂_z : derivadas ao longo dos eixos X, Y e Z, respectivamente; GHT: Gradiente Horizontal Total; ISA: Inclinação do Sinal Analítico; GT: Gradiente Total.

O mapa de gradiente total (Figura 5.8B) corresponde a gama de 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 *et al.*, 1992).

A inclinação do sinal analítico (Figura 5.8C) 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).

5.2.3. Gravimetria

Os bancos de dados aéreo e terrestre existentes foram integrados para gerar o mapa de anomalias Bouguer da área de estudo (Figura 5.9). Previamente, foram

realizadas análises estatísticas e da distribuição espacial dos dados com intuito de verificar a consistência entre os bancos de dados, sendo alguns *spikes* removidos. O mapa gravimétrico Bouguer foi elaborado por meio da interpolação dos dados em malha regular de 5,0 km de lado, utilizando o método da mínima curvatura (Briggs, 1974; Geosoft, 2015).

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, ou seja, anomalias de comprimento de onda superior a 50 km estão associadas a fontes profundas (interface crosta/manto) e 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

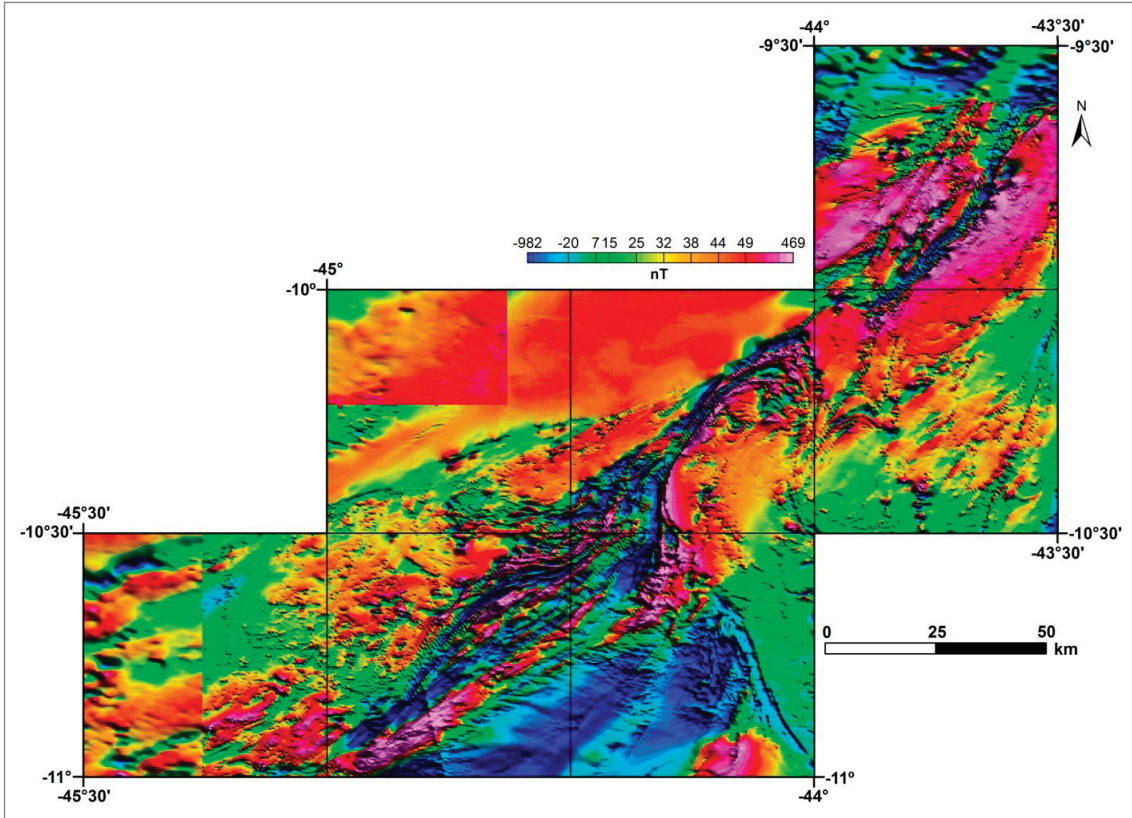


Figura 5.7 - Anomalia magnética reduzida do IGRF.

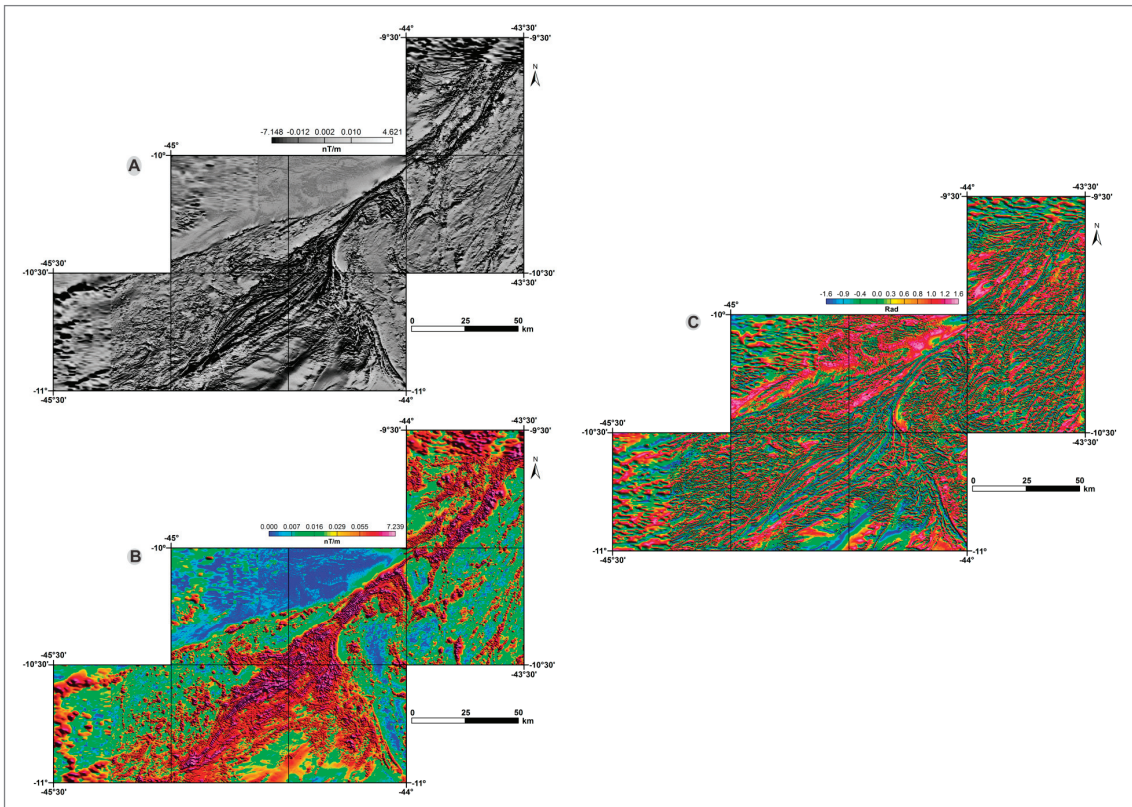


Figura 5.8 - Produtos aeromagnéticos: a) Primeira derivada vertical; b) Gradiente total e; c) Inclinação do sinal analítico.

5.10). 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 5.10 B).

5.3. INTERPRETAÇÃO REGIONAL DOS DADOS GEOFÍSICOS

Os dados geofísicos foram integrados e interpretados com base no conhecimento geológico atual na região da Faixa Rio Preto e da porção norte do Cráton São Francisco. Foi realizada 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 seguiu padrão adotado pela CPRM para dados de gamaespectrometria e magnetometria aérea (Chiarini *et al.*, 2013).

Os métodos de interpretação aplicados na área de estudo visam o entendimento das relações tectono-estruturais que envolvem a Faixa Rio Preto 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 importantes em etapas de reconhecimento e mapeamento geológico de campo, com a identificação de unidades ainda não conhecidas e ocorrências minerais.

5.3.1. Domínios gamaespectrométricos

A profundidade de investigação com o método gamaespectrométrico é bastante limitada, sendo da ordem de apenas algumas dezenas de centímetros (IAEA, 2003). Visto isso, a distribuição dos radioelementos estão grandemente associadas a variações litológicas, pedológicas e massas d'água 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 5.11) foi realizada divisão em três intervalos de classes para cada elemento (1 - baixo; 2 - médio; 3 - alto), que por sua vez, são associadas as bandas do espectro RGB (0, 128 e 255). Na área de estudo a concentração dos radioelementos está bem abaixo da média da crosta terrestre, principalmente para o elemento K (0,51%). Baseado nessa condição, a

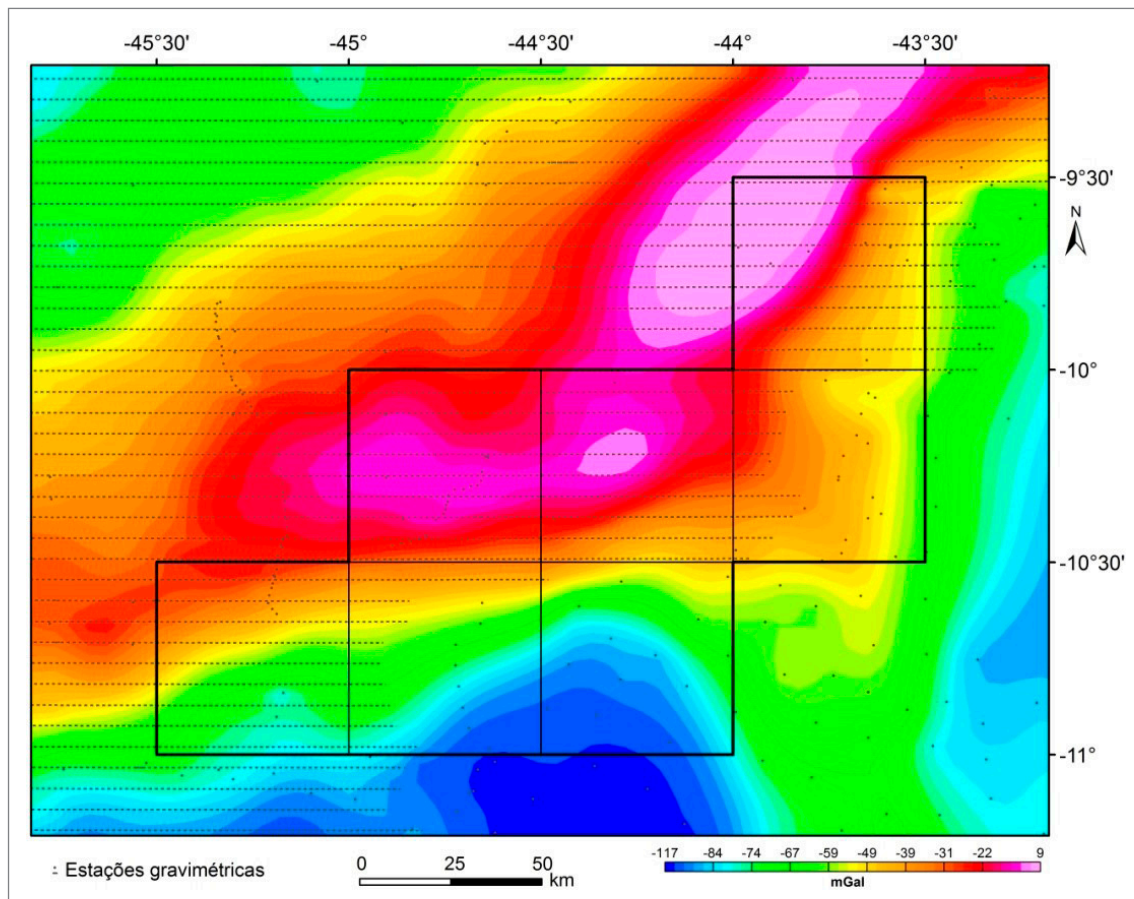


Figura 5.9 - Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer com a localização da área de estudo e estações gravimétricas.

determinação dos baixos e altos valores de concentração para os radioelementos obedeceram as seguintes relações: média menos o desvio padrão dividido por 1,2 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 Rio Preto*, na escala de 1:250.000.

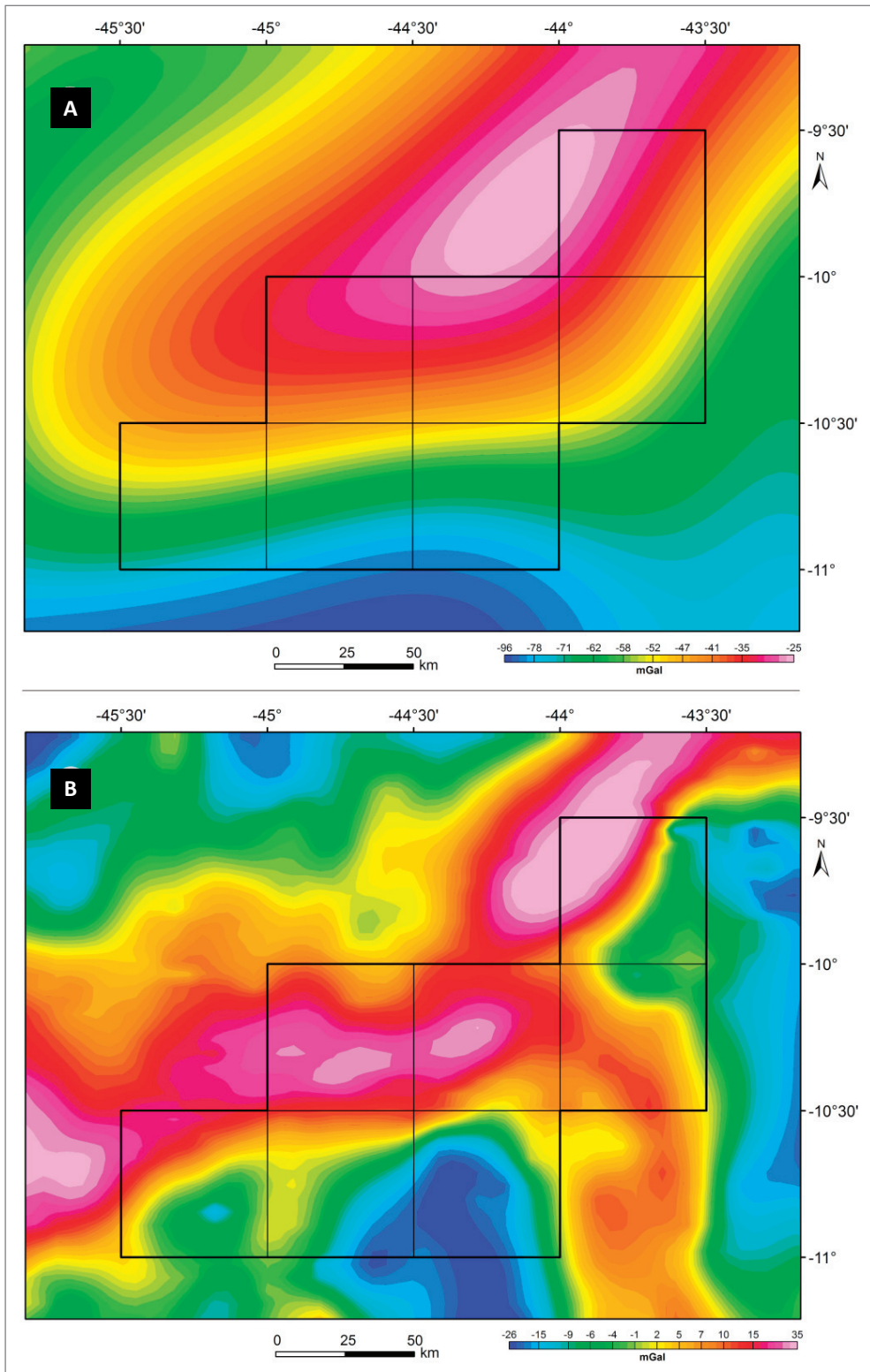


Figura 5.10 - Componentes gravimétricas da anomalia Bouguer: A) regional; e B) residual.

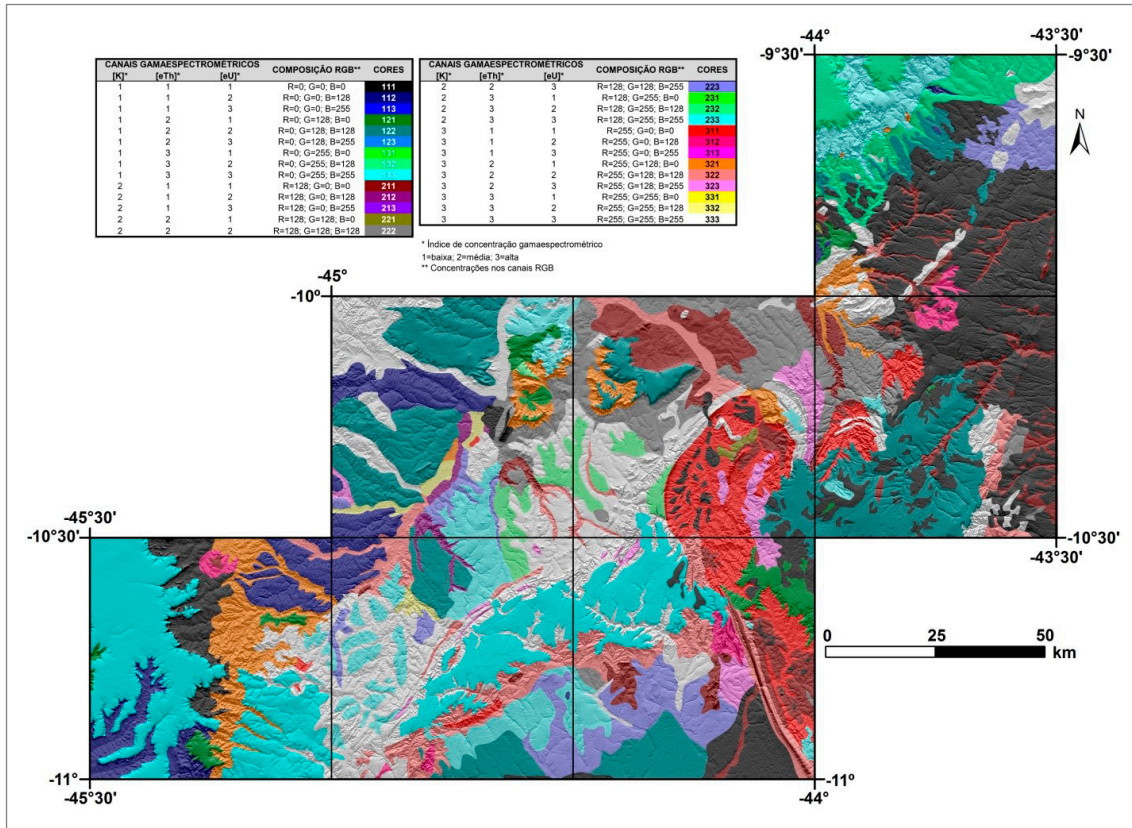


Figura 5.11 - Mapa de domínios gamaespectrométricos com relevo sobreado. A legenda mostra a relação entre os índices de concentrações e as bandas da composição RGB com suas respectivas cores.

5.3.2. 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 (Figura 5.8A e C). Já para separação dos domínios magnéticos foi usado o mapa de gradiente total (Figura 5.8B).

Os resultados mostram compartimentação magnético/estrutural bastante complexa para a área de estudo, com lineamentos magnéticos principais dispostos na direção NE-SW (média 53º Az). Foram individualizados quatro domínios magnéticos regionais, com padrão de anomalias distintos (Figura 5.12).

O domínio magnético A ocupa as partes norte e centro-leste da área de estudo. É caracterizado por ausência do sinal e valores muito baixos no mapa de gradiente total (Figura 5.8B e Figura 5.12). O relevo magnético é suave e homogêneo, sem a presença de lineamentos importantes e anomalias de longo comprimento de onda. No subdomínio magnético A₁, porção norte da

área de estudo, afloram rochas sedimentares da borda sudeste da Bacia do Parnaíba, cujo gradiente magnético importante que limita esse domínio é representado pela falha de borda principal da bacia e, possivelmente, rochas básicas em subsuperfície. O subdomínio magnético A₂ é associado em grande parte as rochas do Complexo Júlio Borges, onde afloram metatonalitos e subordinadamente rochas metamáficas e metaultramáficas na parte norte. O limite oeste é bem marcado por anomalias positivas de curto comprimento de onda de direção NW-SE associado a Zona de Cisalhamento Serra do Boqueirão. Os subdomínios A₃ e A₄ possuem formas elipsoidais com eixo principal na direção N-S (Figura 5.12). Aí afloram rochas do Complexo Cristalândia do Piauí e do Grupo Rio Preto. Essa região apresenta poucos dados geológicos, sendo insuficiente uma correlação confiável.

O domínio magnético B é localizado nas porções extremas oeste e leste da área de estudo, ocupando grande parte das folhas Cristalândia do Piauí e Rio Param e Avelino Lopes e Cabeça no Tempo, respectivamente. Essas regiões são caracterizadas por anomalias magnéticas com amplitudes médias e baixas, padrão mais caótico e certos alinhamentos segundo a direção NNE-SSW (Folha Avelino Lopes) (Figura 5.12). O subdomínio magnético B₁ tem forte associação com as rochas do Complexo Cristalândia do Piauí, para e ortognaisses

e sequências metamáficas. Sobre essas rochas, estão depositadas as rochas dos grupos Areado e Urucua da Bacia Sanfranciscana e expressivas coberturas recentes cenozoicas. Na região do subdomínio magnético B₂ afloram os metassedimentos xistosos do Grupo Rio Preto (Folha Avelino Lopes), com várias zonas de cisalhamento indiscriminadas de direção NE-SW (15° Az - 45° Az). Mais a norte, dentro desse subdomínio, ocorrem rochas do Complexo Cristalândia do Piauí, o que indica caráter raso do Grupo Rio Preto nessa região.

O domínio magnético C abrange as porções sul (Folha Mansidão) e extremo norte da Folha Cabeça no Tempo. Nessas regiões ocorrem, em sua grande maioria, anomalias magnéticas de amplitudes médias a altas e relevo magnético menos perturbado com presença de anomalias de médio a longo comprimento de onda (Figura 5.12). No subdomínio magnético C₁ afloram as sequências supracrustais do Grupo Rio Preto e extensa cobertura cenozoica associada a depósitos detrítico-lateríticos ferruginosos. No extremo norte, subdomínio magnético C₂, afloram as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (grupos Serra Grande e Canindé), coberturas recentes de depósitos detrítico-lateríticos ferruginosos, colúvio-eluviais

e eólicos continentais. No entanto, o padrão magnético nessa região é associado as rochas com média a alta concentração de minerais ferromagnesianos do Embasamento Arqueano-Paleoproterozoico, Complexo Cristalândia do Piauí e ainda a suíte granitoide pós-orogênica Serra do Meio (granitos e sienitos).

O domínio magnético D é caracterizado por extensa faixa anômala de direção NE-SW, localizado na parte central e norte da área de estudo (Figura 5.12). Essa região é marcada por relevo magnético bastante perturbado, com anomalias de curto comprimento de onda (<1 km) e amplitudes máximas no mapa de gradiente total (Figura 5.8B). Afloram, essencialmente, as sequências mesoproterozoicas do Grupo Rio Preto (xistos, quartzitos e filitos) na porção central (folhas Rio Paraim e Curimatá). Na região da Folha Cabeça no Tempo a faixa anômala é associada a zonas de cisalhamento do Complexo Cristalândia do Piauí. Esse padrão magnético pode ser correlacionado a migração de fluidos por meio de alterações hidrotermais em diversas zonas de cisalhamentos rasas e profundas dentro do Grupo Rio Preto e Complexo Cristalândia do Piauí. Trata-se de região importante do ponto de vista prospectivo, no que confere a exploração de minerais metálicos.

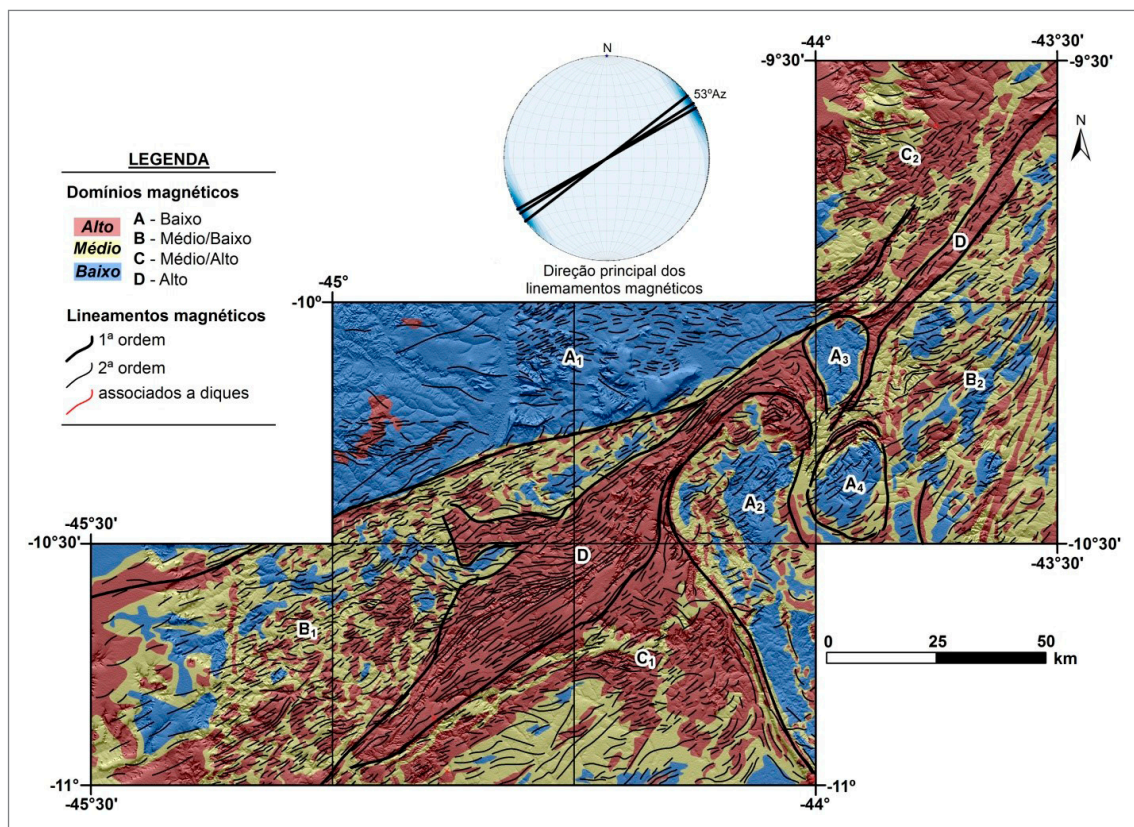


Figura 5.12 - Interpretação dos domínios e lineamentos magnéticos. Os domínios foram obtidos a partir do gradiente total e os lineamentos interpretados com uso da inclinação do sinal analítico e 1ª derivada vertical da anomalia magnética. O diagrama de roseta apresenta as direções dos lineamentos magnéticos de 2ª ordem em toda área de estudo.

5.3.3. Análise gravimétrica regional

Motta *et al.* (1981) interpretaram dados gravimétricos - anomalia Bouguer - na região marginal norte do Cráton São Francisco. Na oportunidade, reconheceram anomalia positiva importante na porção norte do cráton e descrevem como Alto de Parnaguá/São Raimundo Nonato. Essa feição anômala estaria associada a sequência de rochas básicas e ultrabásicas de direção aproximada E-W. Essa anomalia é reconhecida ao longo da área de estudo e mostra a continuidade do *trend* gravimétrico positivo Parnaguá/São Raimundo Nonato. Esse alinhamento, de direção principal E-W e NE-SW é, por vezes, segmentado, o que sugere a existência de endentamentos e ou descontinuidades crustais perpendiculares ao limite da Faixa Rio Preto (Figura 5.9 e Figura 5.10B).

Os dados gravimétricos, somados aos dados geológicos, geoquímicos e outros métodos geofísicos (magnetometria, sísmica de refração, gamaespectrometria, magnetotélúrico), localizados próximos a área de estudo, corroboram com a existência de sutura continental na

região limítrofe entre o Cráton São Francisco e a Faixa Rio Preto. 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, norte do Cráton São Francisco. Fez também comparações da forma da anomalia gravimétrica com outras regiões no planeta que sofreram processos de suturas continentais.

O mapa de anomalias gravimétricas residuais (Figura 5.10 B) mostra que anomalias positivas (até 35 mGal) devem estar associados a falha de borda principal da Bacia do Parnaíba e coincide, possivelmente, com rochas básicas e ultrabásicas em subsuperfície e associadas a zona de sutura. Esses dados são complementares aos dados magnéticos interpretados acima (subdomínio magnético A_1 na Figura 5.12). Os mapas gravimétricos não têm resolução suficiente para reconhecer corpos graníticos e sequências máficas locais. É necessário um recobrimento gravimétrico terrestre para elaboração de mapas de anomalia Bouguer mais confiáveis para interpretações mais detalhadas.

6. GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

6.1. INTRODUÇÃO

Neste capítulo são discutidas especificamente as características geoquímicas da subárea Rio Preto e adjacências, 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, que corresponde ao “Projeto Integração Geológica e Recursos Minerais das Faixas Marginais da Borda Norte-Noroeste do Craton São Francisco”. Esse levantamento geoquímico, além da própria Faixa Rio Preto, abrange também partes do Cráton São Francisco, a Faixa Dobrada Riacho do Pontal, já no domínio Meridional da Província Borborema, e terrenos do Domínio da Zona Transversal desta mesma província geotectônica (Figura 6.1).

O levantamento geoquímico foi integralmente finalizado em 2015, que 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

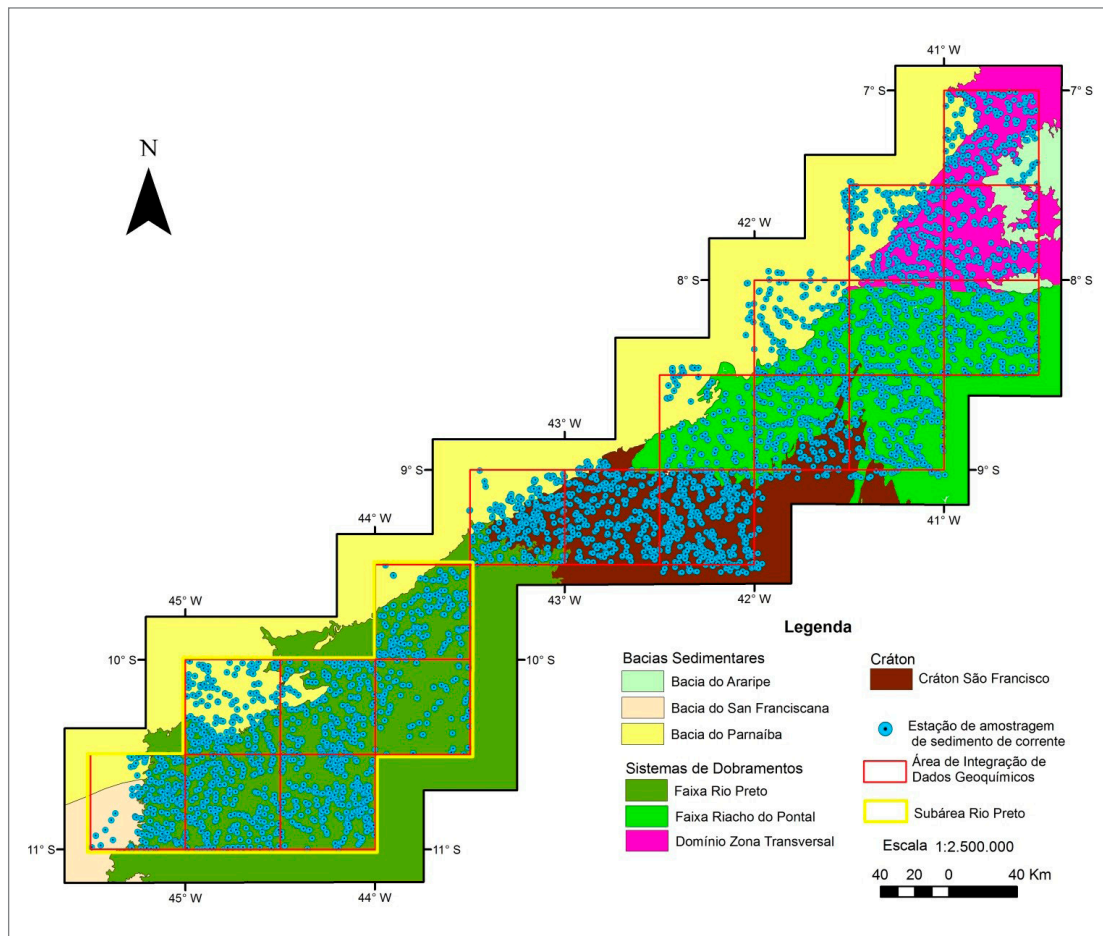


Figura 6.1 - Distribuição das estações de amostragem para sedimentos de corrente da integração geoquímica das faixas marginais da borda Norte-Noroeste do Cráton São Francisco contendo a Subárea Rio Preto.

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 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-AI, Mansidão – SC.23-Z-A-V, Rio Paraim – SC.23-Z-A-IV, Parnaguá – 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 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.

6.1.1. Método de Trabalho

O planejamento da amostragem nas diversas micro-bacias 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, que foram somadas as 302 duplicatas dos levantamentos geoquímicos pretéritos utilizadas nesse mapeamento geoquímico 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

– Aplicativo Fcampo) para posterior arquivamento na base de dados geoquímicos da CPRM (GeoSGB), junto aos resultados analíticos.

6.1.2. 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 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 a pulverização (150 mesh) e digestão com água régia. Para tal procedimento, é utilizado 0,5 gramas de amostra misturada a 3 ml de água régia, que é caracterizada por partes de ácido clorídrico (HCl), ácido nítrico (H₂NO₃) 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).

6.1.3. 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. O tipo de amostragem nas drenagens, o qual pode gerar informações pontuais que não são contínuas (variáveis discretas); 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 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 6.2) 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 $Q3 + 1,5 \times AIQ$, 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 $Q3 + 1,5 \times AIQ$) e primeira ordem (amostras que possuem concentrações maiores que o valor representado pelo algoritmo $Q3 + 3 \times AIQ$).

6.2. 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, 1986; Davis, 1986; Tabachnick & Fidell, 2001; Reimann *et al.*, 2002; Reimann *et al.*, 2008; Filzmoser *et al.*, 2009; Carranza, 2009; 2011; Grunsky, 2010; Lapworth *et al.*, 2012).

6.2.1. 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 6.1. Os elementos que mostraram baixo grau de detecção, ou seja, com mais de 70% dos resultados analíticos abaixo do limite de detecção, estão apresentados à parte na Tabela 6.2. Estes elementos não foram considerados nos tratamentos estatísticos que exijam correlações de valores e tampouco em análises estatísticas multivariadas. As 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.

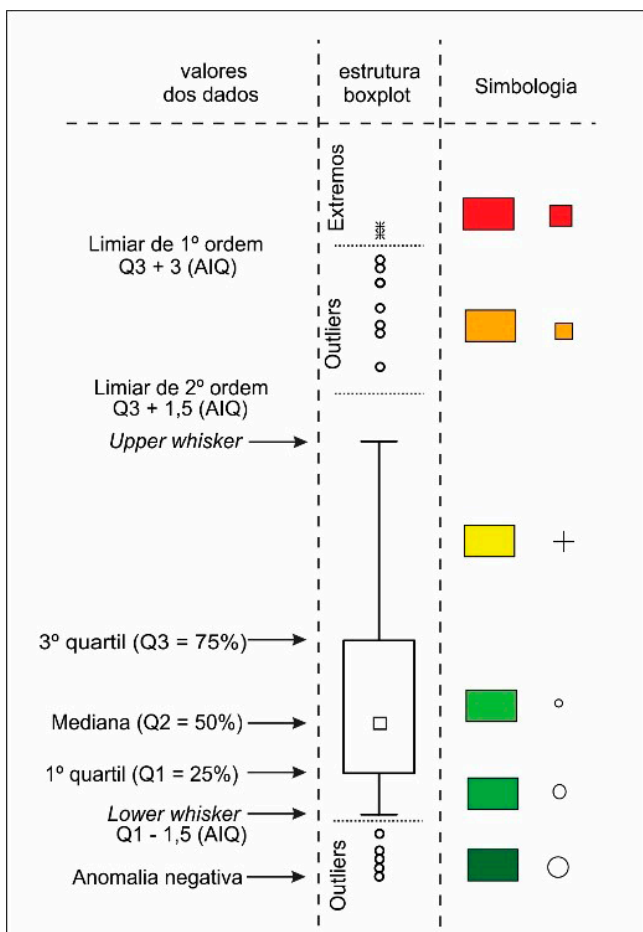


Figura 6.2 - Representação da simbologia das faixas de concentração em mapas de pontos e de bacias de proveniência baseados em gráficos Box-Plot.

Todas as variáveis levantadas neste estudo foram log-transformadas, com o intuito de se obter melhor distribuição das mesmas, ou seja, normalizar a distribuição. Neste sentido, é importante ressaltar que os números que representam os quartis mostrados nas Tabela 6.1 e Tabela 6.2 estão dispostos segundo a log-normalização e não como distribuição dos dados brutos.

A análise estatística considerou os dados como uma população única representativa da área total do projeto.

Os elementos B e Re não foram detectados nas amostras analisadas. Os teores de Ag, As, Au, Ge, Hg, In, S, Sb, Se, Ta, Te e W, por sua vez, apresentaram cerca de 40% ou mais dos seus dados abaixo dos respectivos limites de detecção. Os elementos Ag, As, Au, In, S, Sb, Te e W, devido à sua importância econômica ou por serem farejadores, foram considerados anômalos quando apresentaram teores acima do limite de detecção. Para os elementos Ge, Hg 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 60% dos seus dados abaixo do limite de detecção.

Nos casos de teores abaixo do limite de detecção, seus 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 o valor do limite superior sem multiplicá-lo por nenhum fator de correção.

6.2.2. 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 a uma grande descontinuidade estrutural, o Lineamento Pernambuco, a sul da 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 complexos e sequências vulcanossedimentares tanto archenos quanto paleoproterozoicos e 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, de modo que o arranjo tectônico facilita a interpretação dos dados geoquímicos.

6.3. FAIXA RIO PRETO

6.3.1. Distribuição dos elementos

Na faixa Rio Preto, nota-se uma compartimentação no comportamento geoquímico para as principais unidades geológicas. Uma representação superior ao *background* (*background* está definido pelos teores entre Q1 e Q3 do *box plot*, 25% e 75% respectivamente), no whisker superior, para os elementos Ca, Co, Cr, Cu, Ga, Mg, Ni, P e Zn pode ser definida na parte sul do Complexo Júlio Borges, assim como na parte norte do granitóide Mansidão e também de forma regular na Formação Formosa do Rio Preto. Essa assinatura deve-se a ocorrência de rochas metamáficas e metaltramáficas que compõem parte dessas unidades. Na porção SW do Complexo Cristalândia do Piauí a esses elementos se somam ainda Ba, K, Na e Ti devido a presença de ortognaisses, que ainda apresentam delgadas lentes de rochas metamáficas e metaltramáficas, causando assim um efeito difuso na assinatura geoquímica dos dados analíticos. Nesses casos o elemento Mg se distribui de modo mais restrito, o que o torna um bom indicador para mapeamento de rochas metaltramáficas no contexto geológico da área de estudo.

Os elementos Ce e La aparecem com teores superiores ao *background*, no whisker superior, nos extremos SW e NE da Faixa Rio Preto, entretanto é apenas na região NE que esses elementos ocorrem associados a concentrações superiores ao *background* dos elementos Nb e Sb, justamente onde se localizam as suítes Serra da Pintada e Serra do Meio, representadas por rochas granitóides de filiação alcalina.

No granitóide Volta Redonda, os elementos Ba, K, Li, Na, Rb e Ti aparecem com teores superiores ao *background*, no whisker superior, mostrando rochas graníticas mais evoluídas ou até mesmo fases de cristalização tardias.

No Grupo Rio Preto, toda sua sequência metassedimentar pode ser caracterizada por apresentar teores superiores ao *background* de Fe, Mn, P e Ga, com teores também superiores ao *background* de Co, Cr, Cu, Ni, Sc e Zn na área central próxima a coberturas neogeno-quaternárias que se moldam na Serra da Tabatinga.

Em termos de anomalias geoquímicas, estas podem significar que, para determinados elementos, suas concentrações foram estabelecidas por processos

Tabela 6.1 - Sumário estatístico dos elementos selecionados.

ELEMENTO	LIMITE INFERIOR	LIMITE SUPERIOR	N VÁLIDOS	N VÁLIDOS (%)	MÍNIMO	MÉDIA	MÁXIMO	1º QUARTIL (25%)	MEDIANA	3º QUARTIL (75%)	LIMITE DE 2ª ORDEM (Q3+1,5[Q3-Q1])	LIMITE 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
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

Tabela 6.1 - 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%)	LIMITE DE 2ª ORDEM (Q3+1,5[Q3-Q1])	LIMITE DE 1ª ORDEM (Q3+3[Q3-Q1])	UCC
Sn-ppm	0,30	10000,00	36000,00	87,00	<0,15	0,66	467,00	0,40	0,70	1,00	3,95	15,63	2,5
Sr-ppm	0,50	100000,00	41160,00	99,00	<0,50	11,47	418,00	6,50	11,60	21,25	125,61	742,49	316
Th-ppm	0,10	100000,00	41360,00	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	35060,00	85,00	<0,01	0,03	2,04	0,01	0,03	0,07	1,30	24,01	0,3
U-ppm	0,05	100000,00	41300,00	99,00	<0,05	0,69	10,58	0,42	0,67	1,11	4,77	20,49	2,5
V-ppm	1,00	100000,00	41190,00	99,00	<1,00	18,10	671,00	11,00	19,00	32,00	158,80	787,80	53
Y-ppm	0,05	100000,00	41360,00	100,00	0,320	6,91	129,78	4,32	7,30	11,78	53,10	239,26	20,7
Zn-ppm	1,00	100000,00	41110,00	99,00	<1,00	16,20	404,00	10,00	17,00	29,00	143,20	707,30	52
Zr-ppm	0,50	100000,00	35570,00	86,00	<0,50	2,32	91,30	1,30	2,90	5,00	37,71	284,48	237

Tabela 6.2 - 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%)	LIMITE DE 2ª ORDEM (Q3+1,5[Q3-Q1])	LIMITE DE 1ª ORDEM (Q3+3[Q3-Q1])	UCC
Ag-ppm	0,01	10,00	14050,00	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	100000,00	8940,00	22,00	<1,00	<1,00	40,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	2
B-ppm	10,00	100000,00	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	100000,00	4780,00	12,00	<0,10	<0,10	1,50	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	1,4
Hg-ppm	0,01	100000,00	13130,00	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	9110,00	22,00	<0,02	<0,02	0,28	<0,02	<0,02	0,01	0,01	0,01	0,056
Re-ppm	0,10	100000,00	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	15950,00	39,00	<0,01	0,01	1,50	<0,01	0,01	0,01	0,03	0,08	6,2
Sb-ppm	0,05	100000,00	21090,00	51,00	<0,05	0,06	8,19	<0,05	0,05	0,11	1,01	9,37	0,31
Se-ppm	1,00	10000,00	11700,00	3,00	<1,00	<1,00	10,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	0,09
Ta-ppm	0,05	100000,00	8390,00	20,00	<0,05	<0,05	6,51	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	1,5
Te-ppm	0,05	10000,00	5360,00	13,00	<0,05	<0,05	7,48	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,001
W-ppm	0,10	100000,00	13450,00	33,00	<0,10	0,43	163,30	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	1,4

geológico-geoquímicos. Esses processos estão relacionados tanto à gênese dos litotipos nas unidades geológicas quanto a eventos posteriores, por exemplo hidrotermalismo, que influenciam as concentrações dos elementos químicos em relação às rochas adjacentes (Reimann, 2005 a). Para tanto, as anomalias geoquímicas podem indicar jazimentos minerais naturais ou até mesmo contaminação de fontes antrópicas. (Reimann, 2005 b).

Como característica geoquímica da área, o Mn, que é o principal recurso mineral da Faixa Rio Preto, possui grande controle litológico de anomalias geoquímicas. O Mn apresenta maior quantidade de amostras com teores superiores ao *background*, principalmente ao norte da Serra da Tabatinga, associadas tanto às formações manganíferas quanto às coberturas lateríticas. Quando comparado ao UCC, o *background* mostra-se empobrecido em Mn. Isso se deve ao fato de que os dados de toda área do projeto serem considerados como um única população. Porém, analisando o limiar de 2ª ordem, que representa as anomalias geoquímicas, notam-se que essas possuem pelo menos 3 vezes a concentração indicada no UCC (Figura 6.3).

É importante citar também que alguns elementos de interesse metalogenético foram apontados na área Faixa do Rio Preto, tais como anomalias geoquímicas e teores superiores ao *background* coincidentes, formando bacias anômalas para esses elementos. No Grupo Rio Preto é notória a presença de anomalias geoquímicas de Ag, Cd, Mo e S conjugadas a teores superiores ao *background* de Bi e Sb, principalmente ao norte da Serra da Tabatinga, mas também com anomalias geoquímicas de Ag ao sul da mesma serra. Na parte sul do complexo Julio Borges, assim como na parte sul do granitoide Mansidão se destacam anomalias de Sn, Nb e Hg. Existe também uma área entre a Serra do Gado Bravo e a Serra do Piacave com anomalias geoquímicas de Cr, Ni, Mo, W e Sn, porém essas áreas não foram alvos do levantamento geoquímico do projeto.

6.3.2. Análise de correlações (Estatística Bivariada)

Para a análise de correlação nesse estudo, é recomendado utilizar a correlação de *Spearman*, pois 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 caso 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) é usada para a triagem dos elementos químicos que serão utilizados para a estatística multivariada, fazendo com que a variância do sistema seja mais bem explicada. Logo, somente os elementos que apresentarem correlação acima 0,60 serão 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 6.5 mostra a matriz resumida com os melhores valores de correlação entre os 41 elementos selecionados e a Figura 6.4 os gráficos com as correlações mais significativas entre os elementos. As correlações muito boas são registradas entre Al e Ga; e Ce e La. As correlações consideradas boas entre Co, Cr, Cu e Ni; Rb e K; e V e Sc; enquanto 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, que reflete tanto a formação de rochas quanto os processos de superfície. No caso específico da correlação muito boa entre Al e Ga, ela deve-se à similaridade de seus raios iônicos, tanto em processos geológicos endógenos como de superfície. As boas correlações entre Ni e Co, Ni e Cu, Sc e V e Ni e Cr podem revelar presença de rochas metamáficas e metaltramáficas, assim como as correlações entre Ce e La significar presença de minerais pesados nas amostras dos sedimentos de corrente. A correlação entre Zn e Fe, por sua vez, pode representar presença de minerais sulfetados e as boas correlações de Al com Fe, Sc e V ligadas a processos de laterização, assim como representar processo de adsorção destes metais-traços por argilominerais em sedimentos de corrente.

6.3.3. 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 & Fidell, 2001).

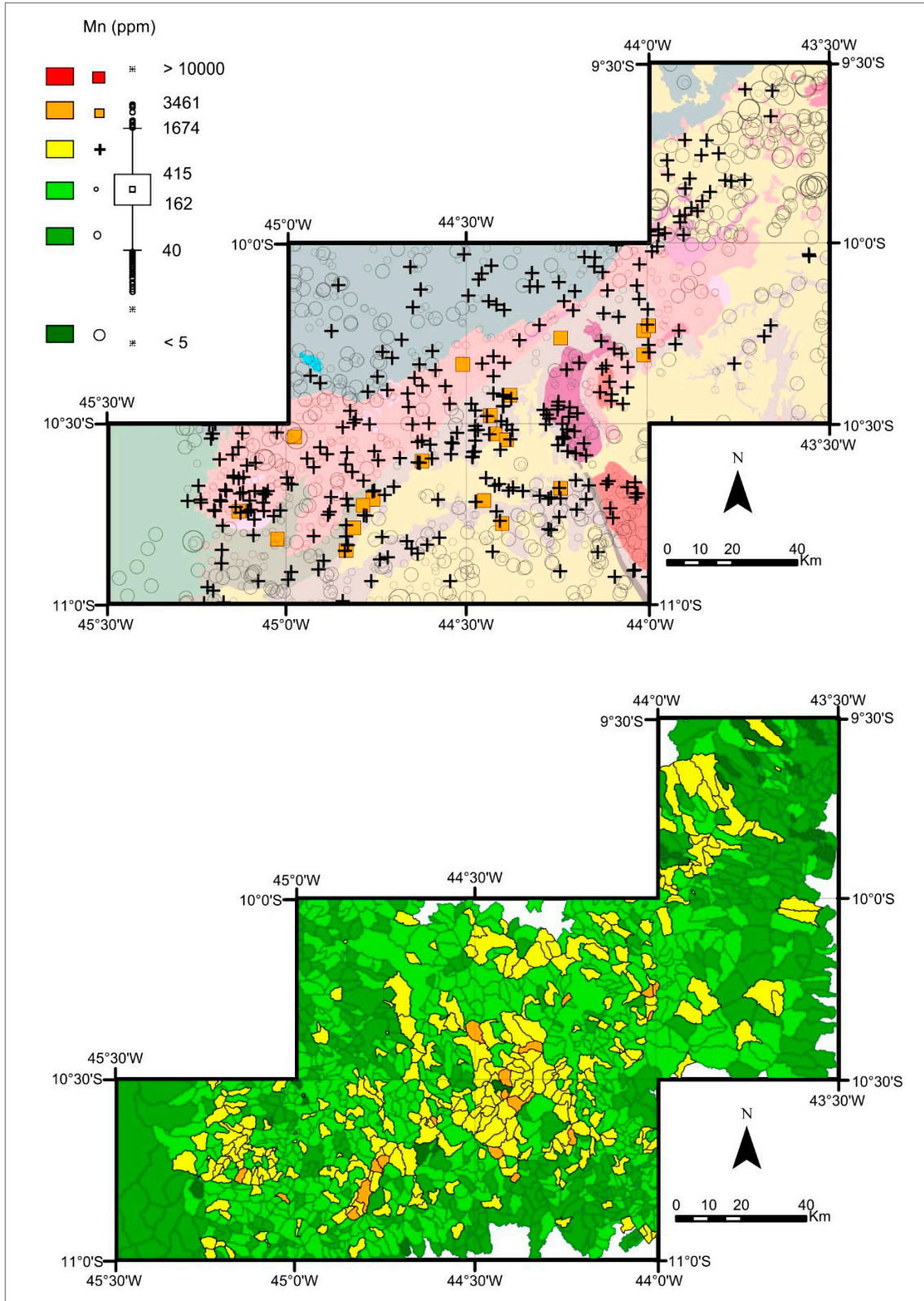


Figura 6.3 - Distribuição espacial do Mn em sedimentos de corrente nos mapas de bacias e pontos ao longo da Faixa Rio Preto.

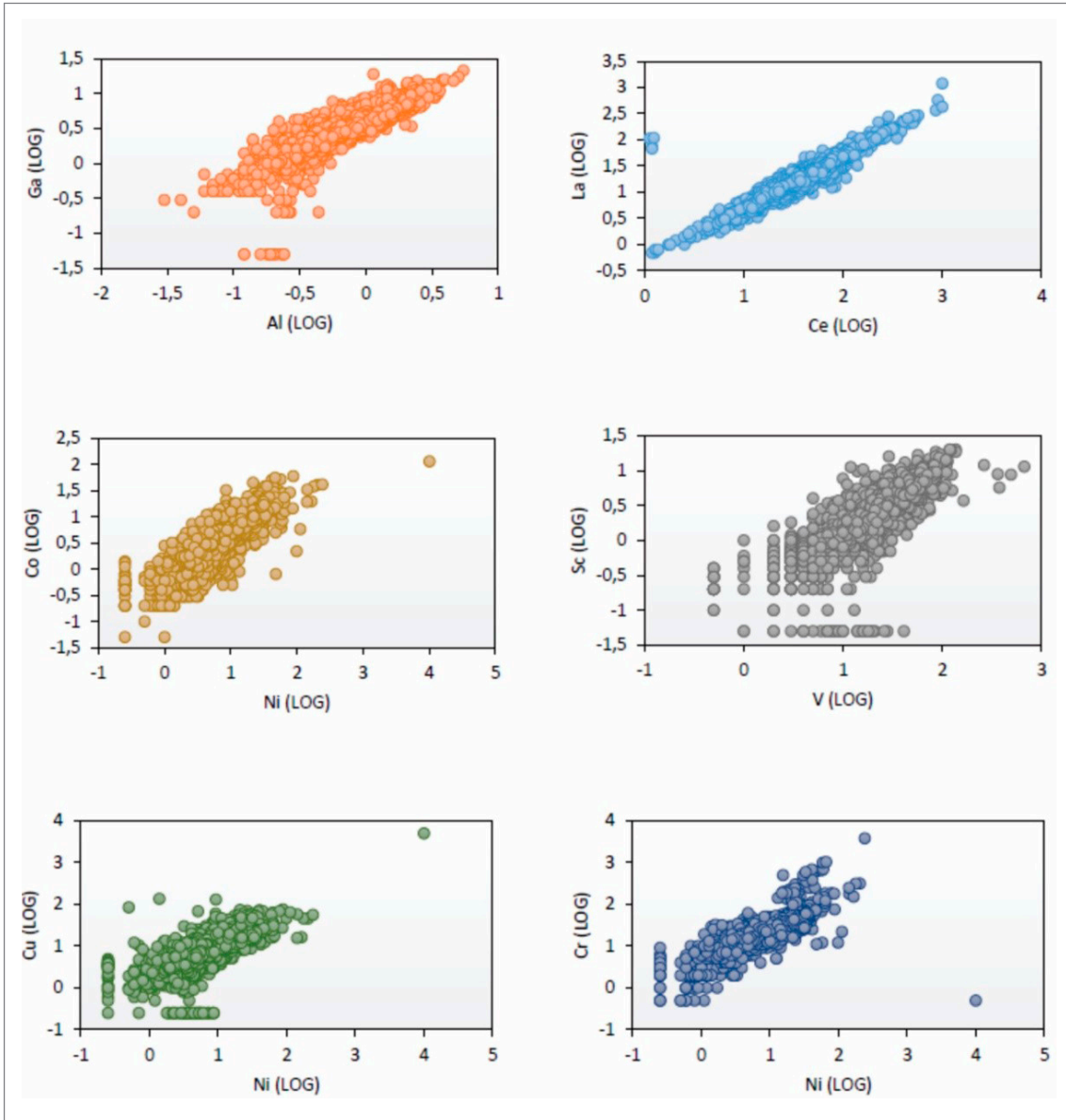


Figura 6.4 - Gráficos representando as melhores correlações entre elementos para as amostras de sedimento de corrente.

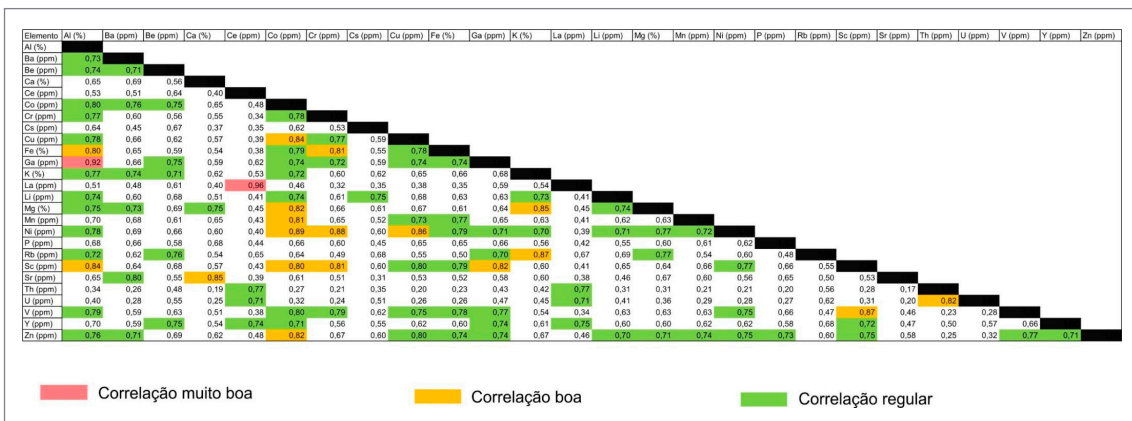


Figura 6.5 - Matriz de correlação resumida dos elementos analisados para sedimentos de corrente.

As Tabela 6.3 e Tabela 6.4 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

Tabela 6.3 - 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 6.4 - 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

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 0 (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 6.6). A partir deste gráfico, foi utilizado o critério de Kaiser, onde este considera autovalores relevantes maiores que 1.

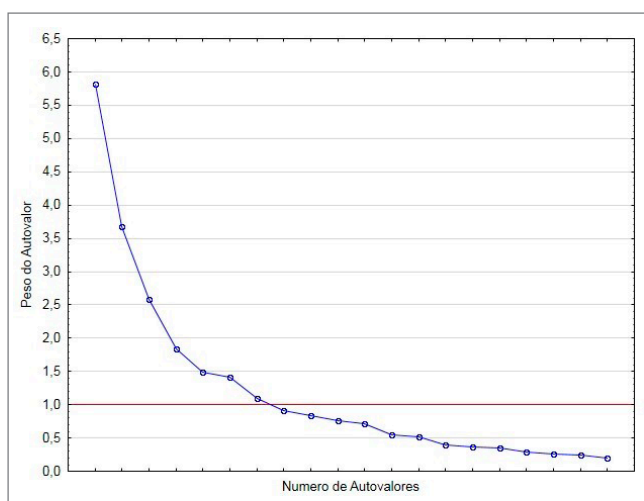


Figura 6.6 - Gráfico do tipo *Scree* para determinação da quantidade de fatores relevantes para a análise para as amostras de sedimentos de corrente.

Os elementos disponíveis para esta análise são aqueles que possuem somente 5% das amostras abaixo do limite de detecção do método analítico, além da triagem de elementos ocorrida na análise de correlação, 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 se apresentam na Figura 6.7, Figura 6.8, Figura 6.9, Figura 6.10, Figura 6.11, Figura 6.12 e Figura 6.13.

As amostras de sedimento de corrente apresentaram 7 fatores, responsáveis por 74,17% da variância do sistema. Foi considerado valor significativo de correlação dos elementos com o fator a partir de 0,50.

O Fator 1 (Figura 6.7) 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, mas aparece também no nordeste da Faixa Rio Preto entre a Suíte Serra do Meio e o Complexo Cristalândia do Piauí, na Formação Pimenteiras da Bacia do Parnaíba e de forma moderada no sudoeste do Complexo Cristalândia do Piauí e na Formação Formosa do Rio Preto. Esta associação de elementos pode representar a presença de minerais resistentes pesados como monazita, xenotímio e zircão, nos casos da Formação Pimenteiras e Formação Formosa do Rio Preto. Pode também representar minerais acessórios nas rochas, principalmente no caso da suíte alcalina Serra do Meio. Por fim, pode representar processos hidrotermais ao longo de zonas de cisalhamento ou mesmo processos de cristalização tardias formando pegmatitos, neste caso, em zonas de cisalhamento no sudoeste do Complexo Cristalândia do Piauí.

O Fator 2 (Figura 6.8), que representa 14,68% da variância do sistema, mostra correlações positivas para Be, Cs, K, Mg e Rb apresentando *scores* significativos para granitoides e gnaisses na área do projeto, especificamente na Faixa Rio Preto representado pelo Granito Volta Grande, por partes metaplutônicas do Complexo Júlio Borges e pelos gnaisses que ocorrem na porção sudeste do Complexo Cristalândia do Piauí. Esta associação de elementos pode representar a ocorrência de minerais como feldspato potássico e micas, principalmente

biotitas, tanto como minerais primários quanto processos hidrotermais em zonas de cisalhamento desenvolvidas sobre rochas do Complexo Cristalândia do Piauí e da Formação Formosa do Rio Preto.

O fator 3 (Figura 6.9), que representa 10,35% da variância do sistema, possui correlações positivas para os elementos Al, Ga, Sc e V, apresentando *scores* significativos principalmente para as coberturas neógeno-quadernárias e lateríticas, as quais muito bem distribuídas por toda Faixa Rio Preto. Esta associação geoquímica representa exatamente 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 & Cross, 1979).

O fator 4 (Figura 6.10), que representa 7,37% da variância do sistema, mostra correlações positivas expressivas para Ba, Ca e Sr com *scores* significativos e bem marcados ao longo de um alinhamento nordeste que adentra a área do projeto a partir da mina de fosfato do carbonatito Angico dos Dias, localizada a NE da área do projeto. Na Faixa Rio Preto aparecem *scores* significativos no âmbito do granito Serra da Pintada, nas ocorrências a sul do Complexo Júlio Borges, na porção norte do granitoide Mansidão, nos segmentos situados a SW do Complexo Cristalândia do Piauí, na bacia Sanfranciscana e associado a coberturas neógeno-quadernárias. No caso do alinhamento nordeste supracitados, a associação geoquímica pode representar novas ocorrências de corpos carbonatíticos ou apenas ocorrências secundárias relacionados a presença de rochas alcalinas ultramáficas. 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 ao Complexo Júlio Borges, granitoide Mansidão, Complexo Cristalândia do Piauí e granito Serra da Pintada essa associação geoquímica pode representar a ocorrência de rochas metamáficas e metaultramáficas compostos por anfibólios e piroxênios cálcicos. Já em relação as coberturas neógeno-quadernárias e a Bacia Sanfranciscana os *scores* significativos podem representar a ação de aditivos agrícolas para diversos tipos de cultivos na região.

O fator 5 (Figura 6.11), que representa 5,98% da variância do sistema, mostra correlações positivas significativas para Co-Zn com *scores* significativos principalmente para as sequências vulcanossedimentares ou sequências sedimentares de ambiente marinho profundo representado pelo Grupo Rio Preto, também sendo observado parcialmente no granitoide Mansidão. Essa associação geoquímica pode representar a atividade hidrotermal de fumarolas tanto no fundo oceânico quanto em fraturas do embasamento, que servem de

conduto para a circulação desses elementos (via hidrotermalismo), e são precipitados junto aos sedimentos e derrames vulcânicos.

O fator 6 (Figura 6.12), 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, no contato da Bacia do Parnaíba com o Complexo Cristalândia do Piauí e em algumas unidades das bacias sedimentares. Na Faixa Rio Preto os *scores* significativos aparecem no Grupo Rio Preto e em crostas lateríticas associadas a Serra da Tabatinga que se estendem pelo Grupo Uruçua da Bacia Sanfranciscana, no Complexo Cristalândia do Piauí e Grupo Pimenteiras da Bacia do Parnaíba. Essa associação geoquímica marca áreas de concentração de Fe e Mn, tanto em formações ferro-manganesíferas do Grupo Rio Preto como também em crostas lateríticas da antiga superfície de erosão preservada no topo da Serra da Tabatinga. O Fe e Mn dessa associação também pode estar ligado a circulação de fluidos no contato da Bacia do Parnaíba com o embasamento formado por rochas do Complexo Cristalândia do Piauí, bem como a concentrações de minerais ferromagnesianos remobilizados por fluidos em zonas de cisalhamento. Por último, na Formação Pimenteiras, os elementos Fe e Mn precipitaram junto aos sedimentos finos durante os períodos de inundação máxima no período ativo de sedimentação de formação da Bacia do Parnaíba.

O fator 7 (Figura 6.13), que representa 4,41% da variância do sistema, mostra correlações positivas para os elementos Cr e Ni, com *scores* significativos na Faixa Rio Preto, para unidades Complexo Júlio Borges, granitoide Mansidão, Complexo Cristalândia do Piauí e Formação Formosa do Rio Preto. Tal associação sugere a ocorrência de rochas metamáficas e metaultramáficas nessas unidades em que o Ni entra na estrutura dos minerais silicatos máficos como olivina, piroxênios, anfibólios e serpentinas, enquanto o Cr se apresenta em forma de óxidos em cromitas. Os altos valores de *scores* nesse fator entre a Serra do Gado Bravo e a Serra da Piacave sugerem a intrusão de rochas maficas ou ultramáficas na bacia do Parnaíba, possivelmente diques e soleiras de diabásio, intrusões kimberlíticas ou em última hipótese uma janela do embasamento com exposição desses litotipos. Esse fator também apresenta correlações negativas significativas para Pb que, apesar de não ser uma associação de elementos, mostra *scores* significativos principalmente para coberturas neógeno-quadernárias, áreas de bacia sedimentar e granitos de composição evoluída, podendo representar minerais com Pb em decorrência de decaimento radioativo do U, por exemplo zircão, sendo minerais resistentes nas coberturas e áreas de bacia sedimentar e minerais acessórios em granitos evoluídos ou de afinidade alcalina.

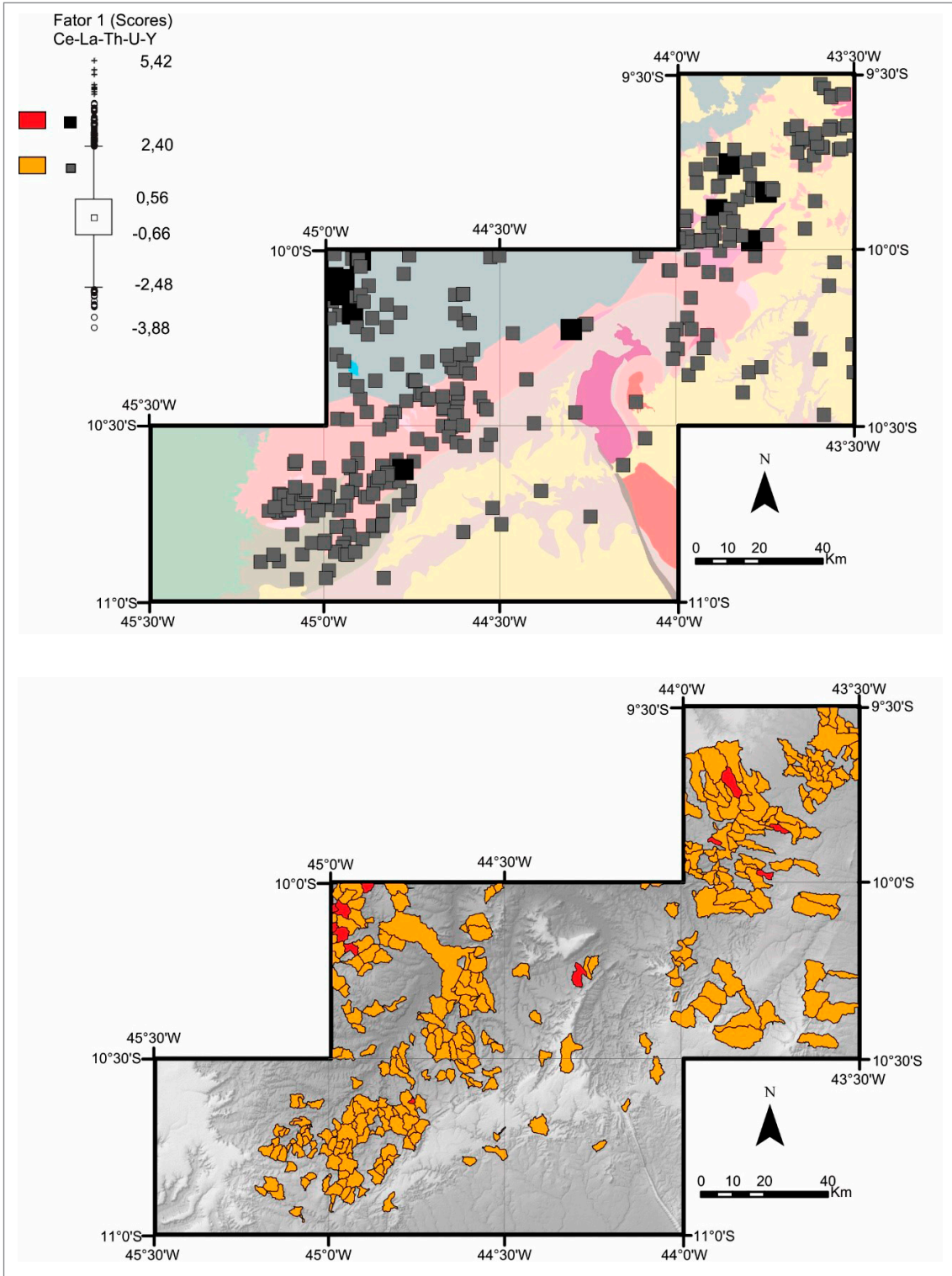


Figura 6.7 - Distribuição espacial do Fator 1 para sedimentos de corrente nos mapas de pontos e bacias ao longo da Faixa Rio Preto.

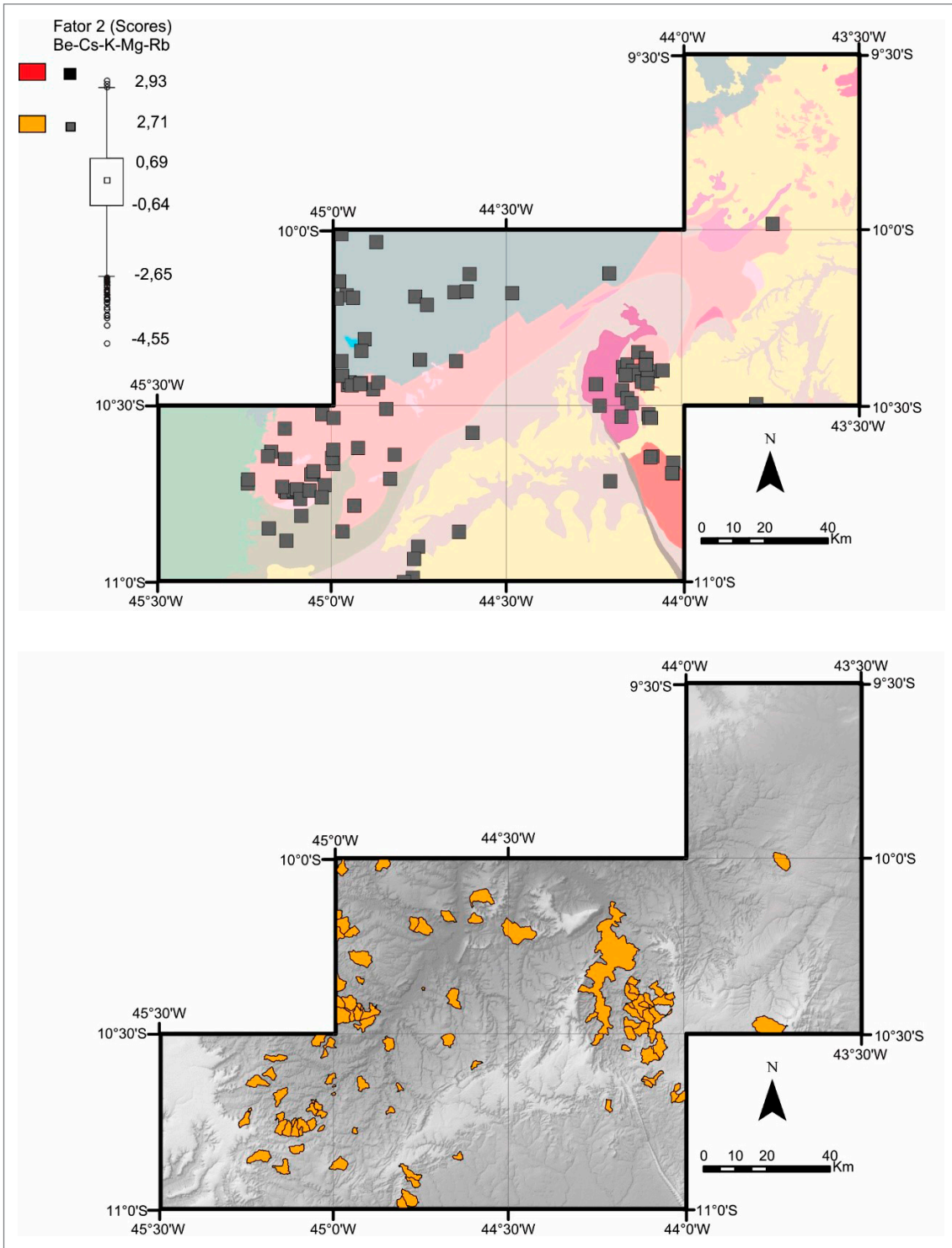


Figura 6.8 - Distribuição espacial do Fator 2 para sedimentos de corrente nos mapas de pontos e bacias ao longo da Faixa Rio Preto.

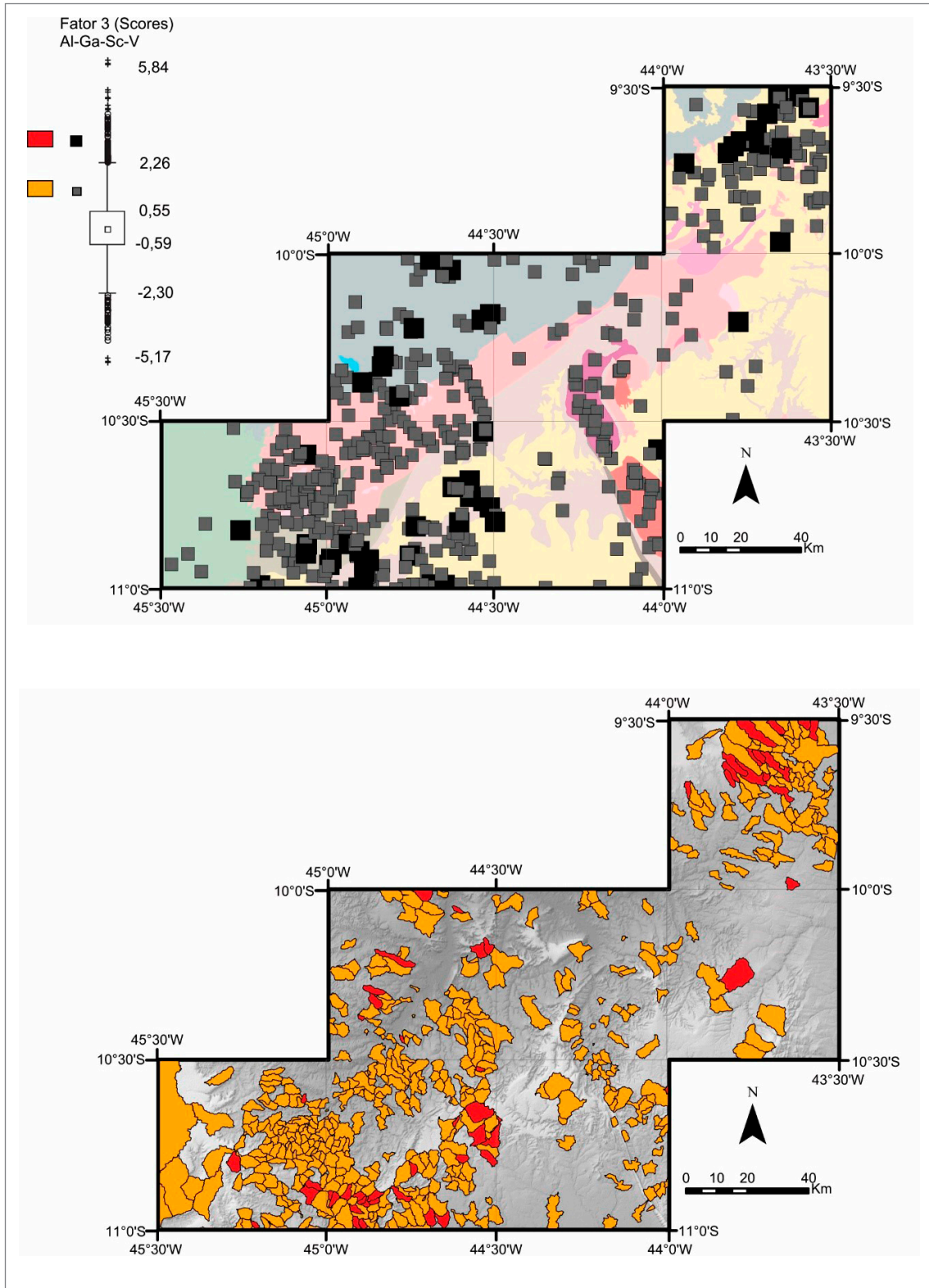


Figura 6.9 - Distribuição espacial do Fator 3 para sedimentos de corrente nos mapas de pontos e bacias ao longo da Faixa Rio Preto.

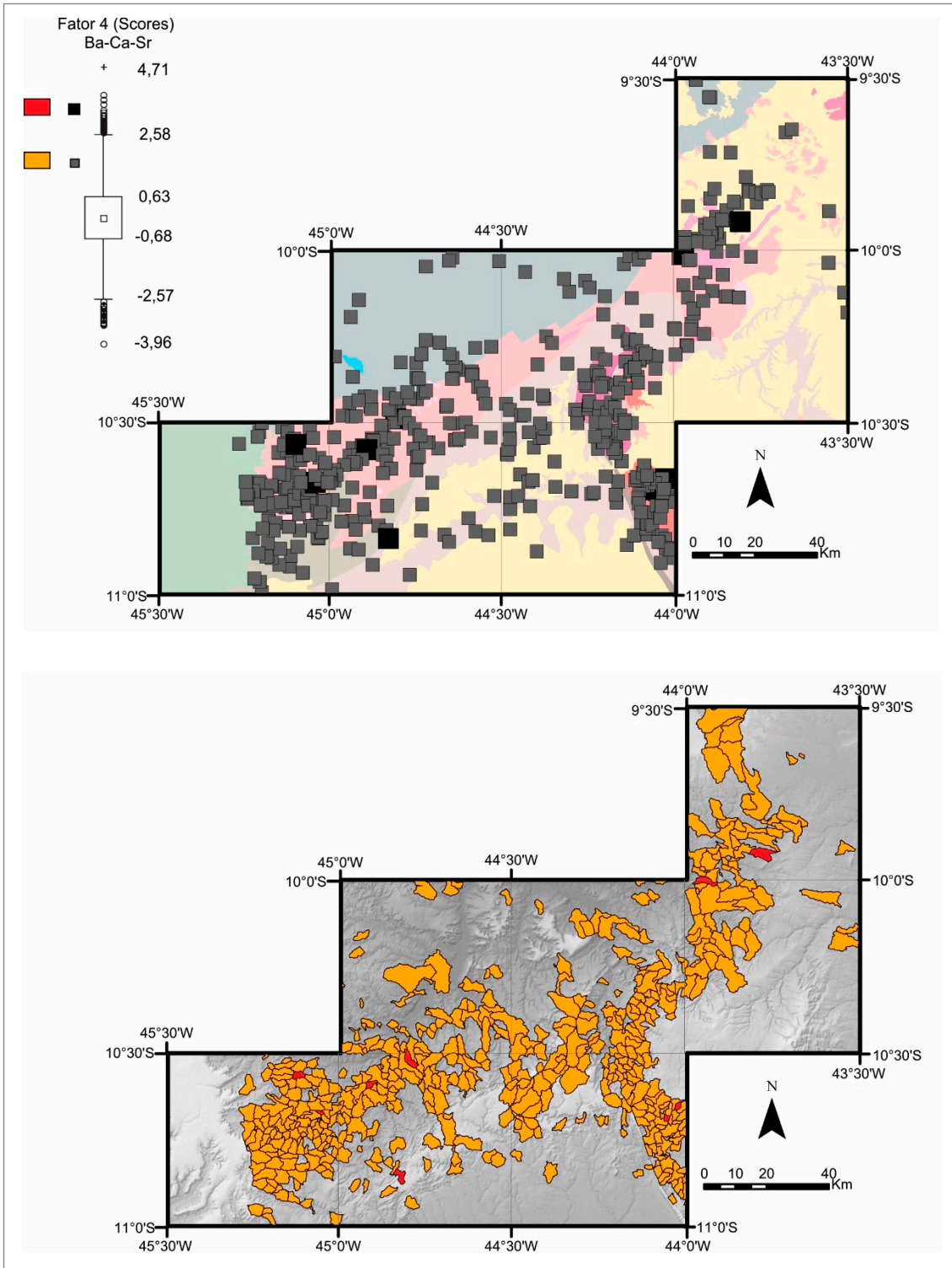


Figura 6.10 - Distribuição espacial do Fator 4 para sedimentos de corrente nos mapas de pontos e bacias ao longo da Faixa Rio Preto.

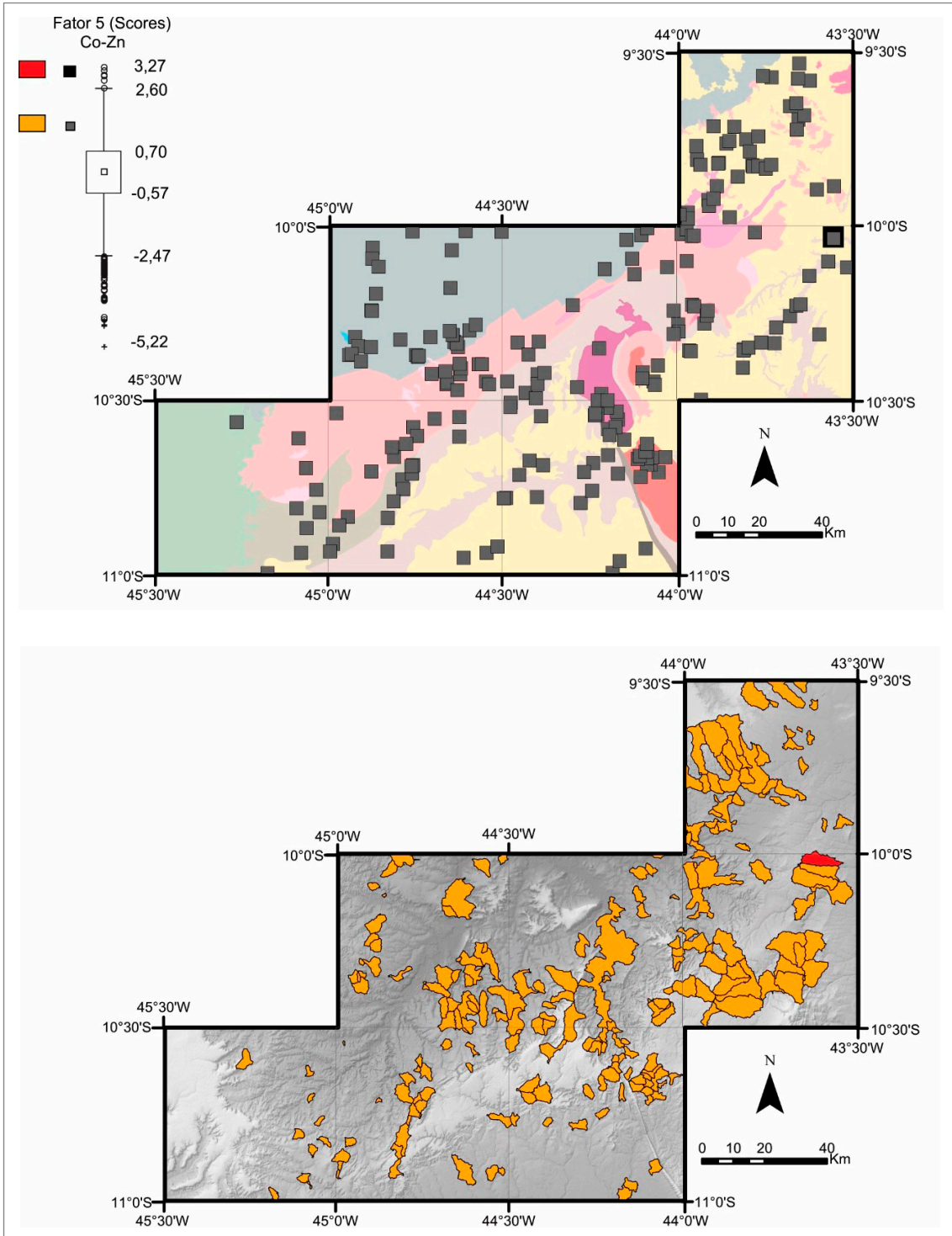


Figura 6.11 - Distribuição espacial do Fator 5 para sedimentos de corrente nos mapas de pontos e bacias ao longo da Faixa Rio Preto.

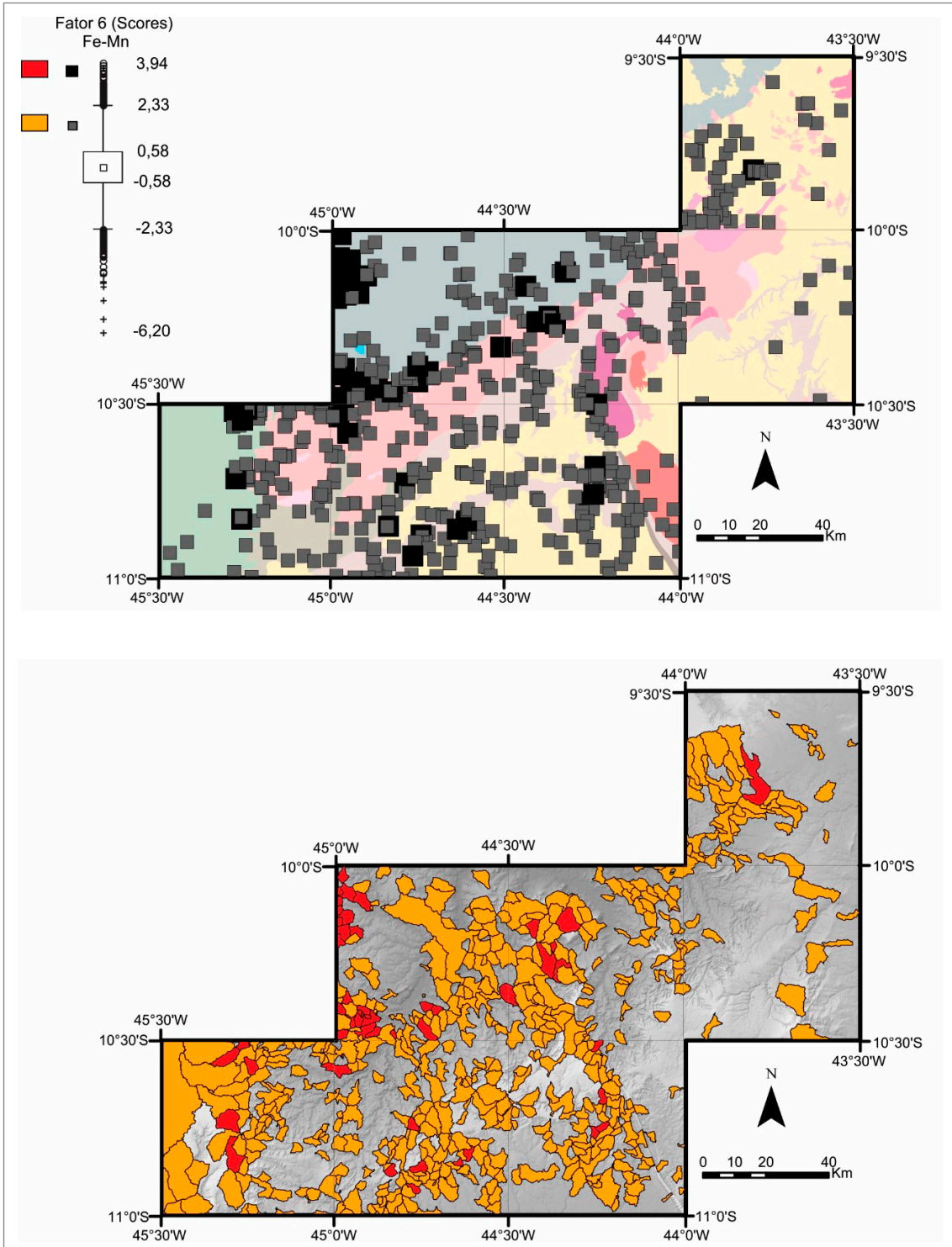


Figura 6.12 - Distribuição espacial do Fator 6 para sedimentos de corrente nos mapas de pontos e bacias ao longo da Faixa Rio Preto.

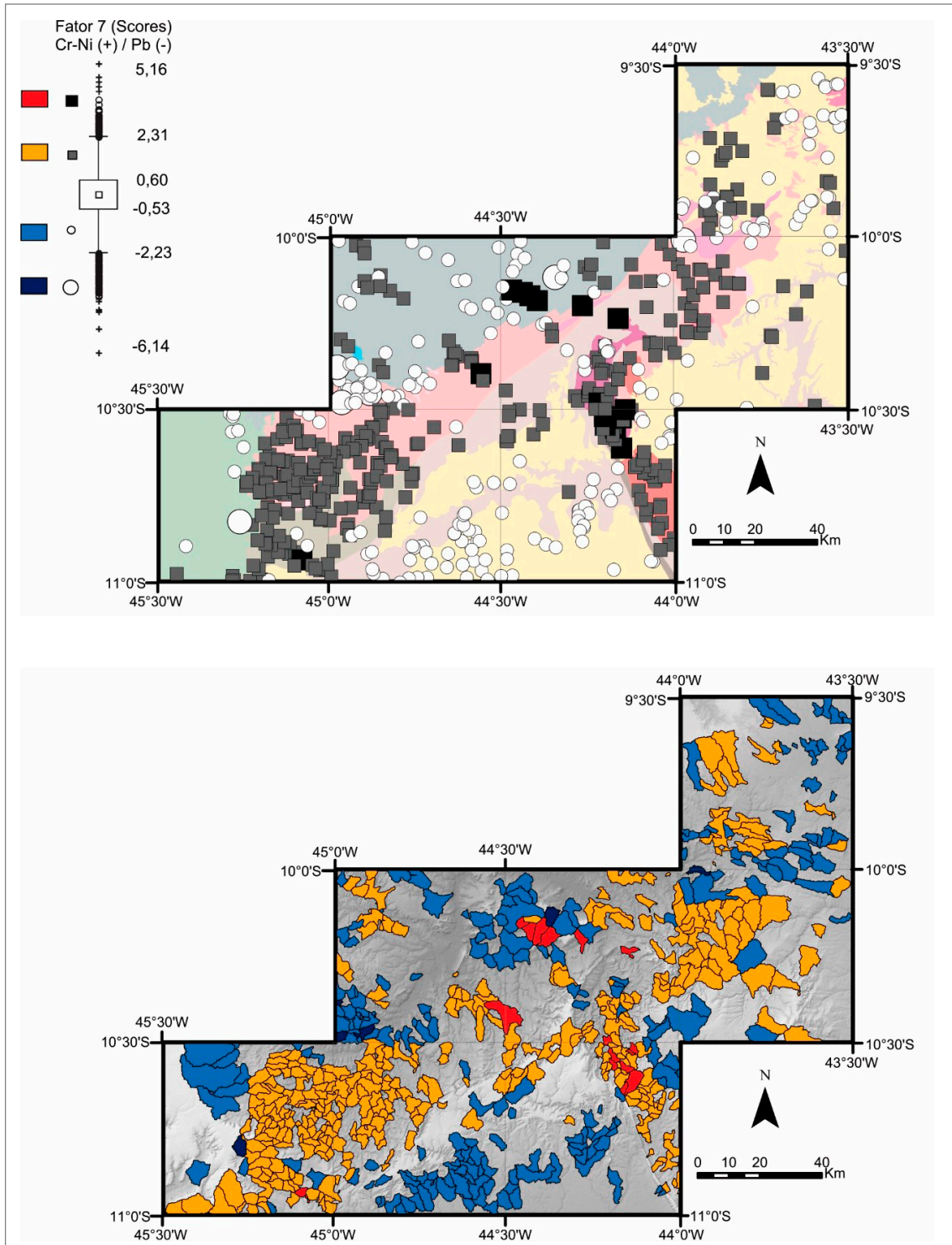


Figura 6.13 - Distribuição espacial do Fator 7 para sedimentos de corrente nos mapas de pontos e bacias ao longo da Faixa Rio Preto.

7. RECURSOS MINERAIS

Apesar de possuir um grande número de ocorrências de substâncias minerais, a área estudada não possui participação expressiva no setor mineral. Apenas existe uma mina ativa na região, além de algumas extrações garimpeiras que abastecem o comércio local.

Foram registradas substâncias minerais metálicas (manganês, cobre, ferro e titânio), industriais (grafita, amianto, talco e calcário dolomítico) e de uso na construção civil (quartzito, seixo, granito, cascalho, argila e areia) (Figura 7.1). No Anexo 3 consta tabela com as substâncias minerais abordadas pelo trabalho.

No passado o manganês e a grafita foram explorados de forma intensiva na região, inclusive com campanhas de sondagem na pesquisa de ambas as substâncias. Atualmente, porém, inexistem quaisquer atividades extrativas ou voltadas à pesquisa para esses recursos na área do Projeto.

O cobre foi também pesquisado no passado, mas devido ao baixo preço da *commodity* na época as atividades foram descontinuadas. Atualmente apenas uma empresa, a Metapi Mineração, tem investido recursos na pesquisa de cobre na área, inclusive com realização de furos de sondagem.

Na área do Projeto as unidades de maior potencial econômico para recursos minerais compreendem as supracrustais da Faixa Rio Preto, relativas aos grupos Santo Onofre e Rio Preto. Durante o desenvolvimento do projeto, esses dois grupos naturalmente adquiriram importância em virtude do seu potencial metalogenético e se tornaram o principal foco do trabalho na avaliação dos seus recursos minerais.

Existem diversas semelhanças entre esses dois grupos no que tange às litologias que hospedam as ocorrências minerais, que inclusive apresentam mesma idade (Toniano-Esteniano) e gênese (Figura 4.4). Ambos teriam se desenvolvido num sistema de rifte durante a formação da porção Ocidental do Paleocontinente Gondwana, sendo que a Bacia Rio Preto teria sido formada na porção ao norte do Cráton São Francisco, enquanto que a Bacia do Santo Onofre mais ao sul (Schobbenhaus, 1996; Uhlein *et al.*, 2004, Sial *et al.*, 2009).

7.1. OCORRÊNCIAS MINERAIS DOS GRUPOS RIO PRETO E SANTO ONOFRE

7.1.1. Manganês e Ferro

Em função de apresentarem comportamentos geoquímicos semelhantes, com mesmos estados de

oxidação 2+ e 3+ e raios iônicos similares (Maynard *et al.* 2010), o ferro e o manganês usualmente ocorrem de forma íntima na natureza compondo formações manganésíferas, ferríferas e ferromanganésíferas, além de coberturas lateríticas, que são principalmente observadas nos grupos Rio Preto e Santo Onofre. A ocorrência conjunta desses dois elementos é observada em grandes jazidas, algumas de classe mundial, como aquelas registradas no Quadrilátero Ferrífero, na Serra do Carajás e no Morro do Urucum em Corumbá (Damasceno, 2007; Guimarães 2011).

Na área de estudo os registros de manganês definem duas principais faixas de ocorrências (Figura 7.1). A primeira se estende desde a localidade de Mundo Novo, no município de Sebastião Barros, até a localidade de Morrinhos, no município de Parnaíba, acompanhando as bordas da serra de Tabatinga e associada às rochas do Grupo Rio Preto. A segunda faixa, de menor expressão, está limitada entre as localidades de Cardão e Porteira, município de Mansidão, margeando as serras do Boqueirão e da Porteira, associadas às rochas do Grupo Onofre, com alguns registros ligados ao Grupo Rio Preto.

Na primeira faixa são destacados, pelo seu potencial, os arredores de Sebastião Barros e áreas no âmbito da Fazenda Angico, Riacho Fresco, Vereda do Jenipapo e Morrinhos, esta concentrando um grande número de ocorrências de manganês. Em geral, é possível relacionar as ocorrências de manganês às fácies metassedimento xistoso (NP1rp3) do Grupo Rio Preto, onde se intercalam aos xistos pelíticos dominantes gonditos e formações manganésíferas, sendo as ocorrências com mais alto teor de manganês ligados à formação de lateritas devido aos processos de enriquecimento supergênico.

Na região de Mansidão, há dois depósitos que foram estudados pela empresa Rio Manganês Mineração, os alvos Porteira e Cardão (Figura 7.2A e B). São corpos descontínuos em superfície e paralelos à Serra do Boqueirão. Registra-se ainda, a presença de outras formações manganésíferas ao longo de quase toda a Serra do Boqueirão e da Porteira. Apesar de não possuírem uma espessura muito significativa, possuem grande continuidade lateral. Análises efetuadas apresentam teores entre 24% e 55% de MnO (Tabela 7.1).

De acordo com Sousa *et al.* (2017), próximo ao Complexo Júlio Borges há afloramentos de formações

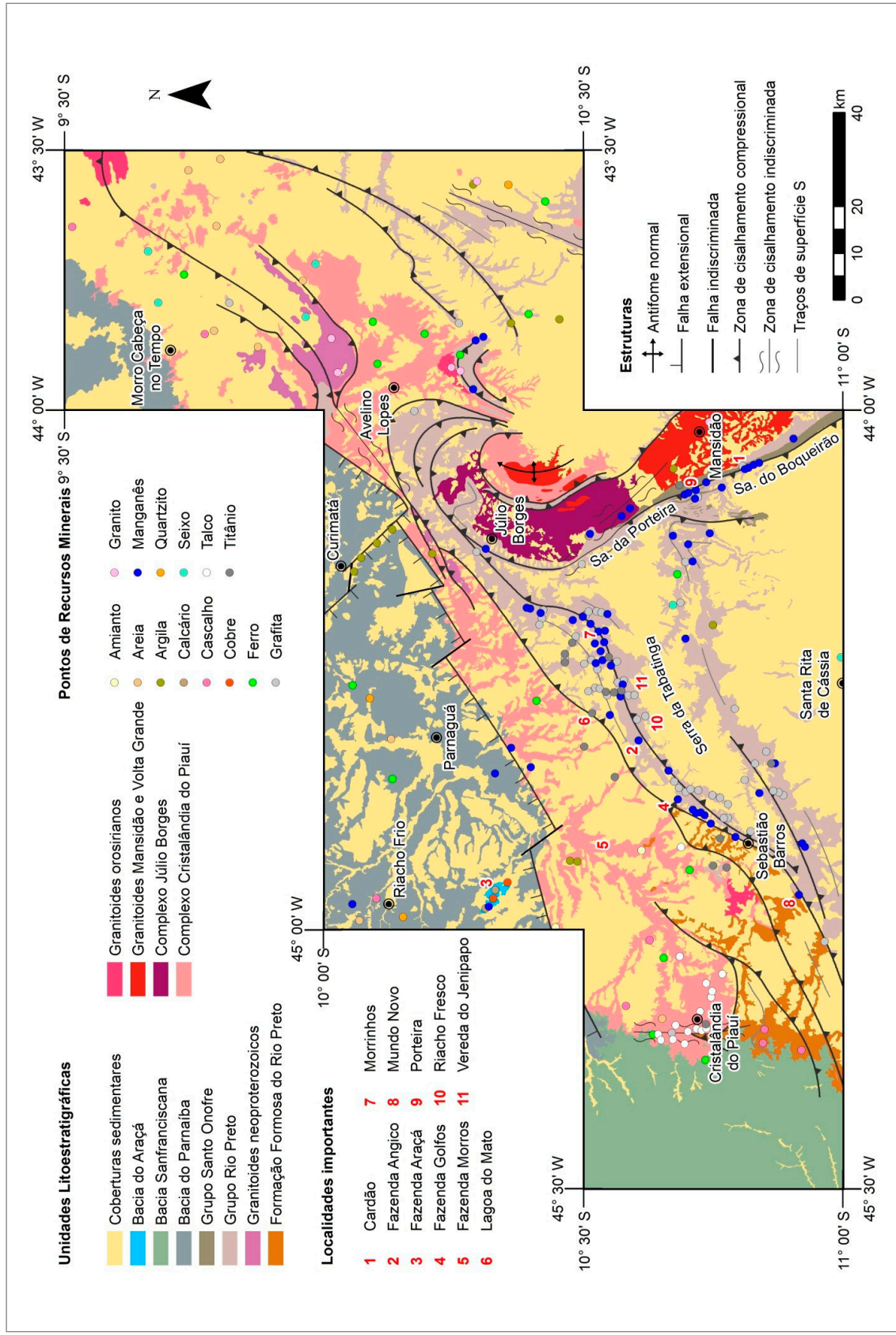


Figura 7.1 - Mapa simplificado com ocorrências minerais do projeto e principais toponímias.

manganesíferas, de coloração cinza escura, bandadas e com granulação fina, com teor de MnO de até 29,5%. No local também ocorrem gonditos, muitas vezes bandados, com intercalações entre níveis quartzosos e granadíferos. As análises de difração de Raio-X (Mafra *et al.*, 2017; Figura 7.3) comprovaram a ocorrência de granadas do tipo espessartita em gonditos encontrados na área do projeto (Figura 7.4A e B).

Os resultados das análises litogeoquímicas das rochas manganesíferas foram plotadas no diagrama Mn - Fe - (Ni+Co+Cu)x10 de Bonatti *et al.*, (1972) para determinação da sua origem. A maioria das amostras se posicionou no campo hidrotermal e algumas no campo relativo a crostas ferro-manganesíferas (Figura 7.5).

A formação de crostas ferro-manganesíferas de fundo oceânico é relacionada à presença de uma grande quantidade cátions de ferro e manganês dissolvidos na

água que são adsorvidos, acarretando a formação de óxidos de ferro e manganês sobre o substrato marinho profundo. A origem hidrotermal está relacionada à permeação de águas oceânicas em profundas fraturas presentes nas rochas, levando ao seu enriquecimento em metais, os quais precipitariam nas redondezas. Esse tipo de mineralização está relacionado à presença de fumarolas e, assim como atribuído aos protólitos dos gonditos, estão vinculados com ambientes vulcano-exalativos.

Registra-se que ocorreu hidrotermalismo durante a orogênese Brasileira, acarretando a reconcentração do ferro e do manganês nas rochas dos grupos Rio Preto e Santo Onofre (Figura 7.6). Nessas unidades é comum observar a concentração de óxidos de ferro e manganês nos planos da foliação durante as fases de deformação D2 e D3, principalmente em superfícies geradas por clivagem de crenulação (S2 e S3, respectivamente). Um dos



Figura 7.2 - Rochas manganesíferas dos alvos Cardão (A) e (B), na região de Mansidão (BA).

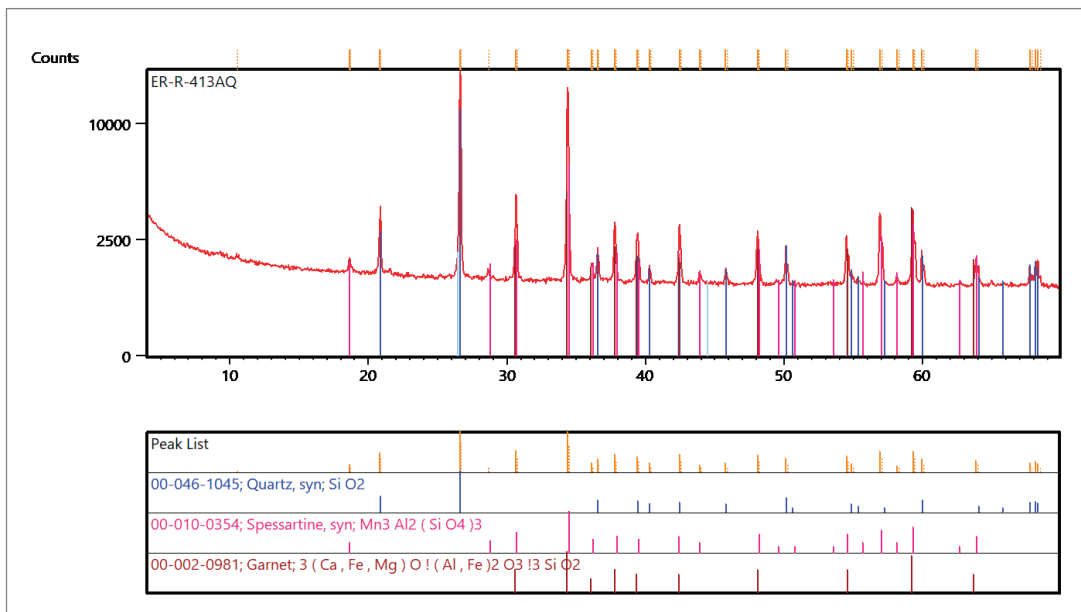


Figura 7.3 - Difratograma de Raios X de amostra de gondito (Mafra *et al.*, 2017).

Tabela 7.1 - Composição química das amostras de rocha de ocorrências de manganês do Grupo Rio Preto com alta razão MnO/Fe₂O₃.

AMOSTRA	ROCHA	LOI %	AL ₂ O ₃ %	BAO %	CAO %	CR ₂ O ₃ %	FE ₂ O ₃ %	K ₂ O %	MGO %	MNO %	NA ₂ O %	NB ₂ O ₅ %	P ₂ O ₅ %	SiO ₂ %	TiO ₂ %	CO PPM	CU PPM	PB PPM	TL PPM	ZN PPM	TOTAL %	MNO/ FE ₂ O ₃
CD-423A	Xisto-manganesí-fero	6,76	5,61	0,15	0,19	<0,01	4,71	1,86	0,35	24,8	<0,10	0,05	0,140	52,3	0,27	478	252	23,8	2,56	413	97,19	5,27
CD-305	Gondito	2,70	15,30	0,59	2,10	<0,01	8,95	0,12	0,92	25,0	<0,10	<0,05	0,013	45,1	0,31	145	115	2,1	0,30	81	101,10	2,79
CD-2798	Xisto-manganesí-fero	6,54	10,30	1,00	1,43	0,01	8,37	0,33	0,38	27,3	<0,10	<0,05	0,078	43,9	0,53	223	53	6,7	0,99	490	100,17	3,26
CD-320	Formação manganesífera	9,73	8,92	0,63	0,06	<0,01	8,06	1,62	<0,10	27,7	<0,10	<0,05	0,154	41,3	0,50	615	319	42,2	1,17	195	98,67	3,44
CD-258	Formação manganesífera bandada	6,94	7,96	0,26	0,07	<0,01	2,70	3,05	<0,10	33,1	0,61	0,06	0,139	43,7	0,25	1154	474	14,1	1,46	1610	98,84	12,26
CD-075	Xisto-manganesí-fero	10,51	10,80	1,61	0,05	0,02	5,96	2,74	0,44	35,1	0,11	<0,05	0,085	26,1	1,00	779	2803	13,9	1,69	273	94,53	5,89
CD-183B	Formação manganesífera	7,61	2,88	1,61	0,15	0,03	4,53	0,72	0,17	38,0	<0,10	<0,05	0,109	40,6	0,14	615	397	6,9	20,32	270	96,55	8,39
CD-201	Formação manganesífera	11,56	6,30	<0,01	2,81	<0,01	14,10	0,58	1,65	38,6	<0,10	<0,05	0,351	21,3	0,29	219	263	363,4	0,23	151	97,54	2,74
CD-173D	Gondito	9,41	6,20	1,78	0,12	<0,01	1,97	2,45	0,37	39,1	0,22	<0,05	0,173	33,1	0,10	823	598	30,6	1,36	247	94,99	19,85
CD-041B	Formação manganesífera	8,52	6,00	3,23	0,07	0,01	1,52	2,31	0,17	40,2	<0,10	<0,05	0,471	33,2	0,10	1749	1049	12,3	3,79	507	95,80	26,45
CD-041A	Formação manganesífera	10,65	5,92	2,76	0,10	<0,01	2,79	2,85	<0,10	48,5	0,18	<0,05	0,479	21,0	0,08	2269	1357	9,8	6,49	1070	95,31	17,38
CD-406	Formação manganesífera	9,90	3,99	0,48	0,07	<0,01	6,19	2,25	<0,10	54,0	<0,10	0,09	0,330	20,2	0,13	415	425	16,1	4,63	425	97,63	8,72
CD-404	Formação manganesífera	11,24	5,65	0,04	0,07	0,01	13,4	1,75	0,11	55,2	<0,10	0,09	0,379	10,0	0,15	450	885	3,0	1,25	583	98,09	4,12

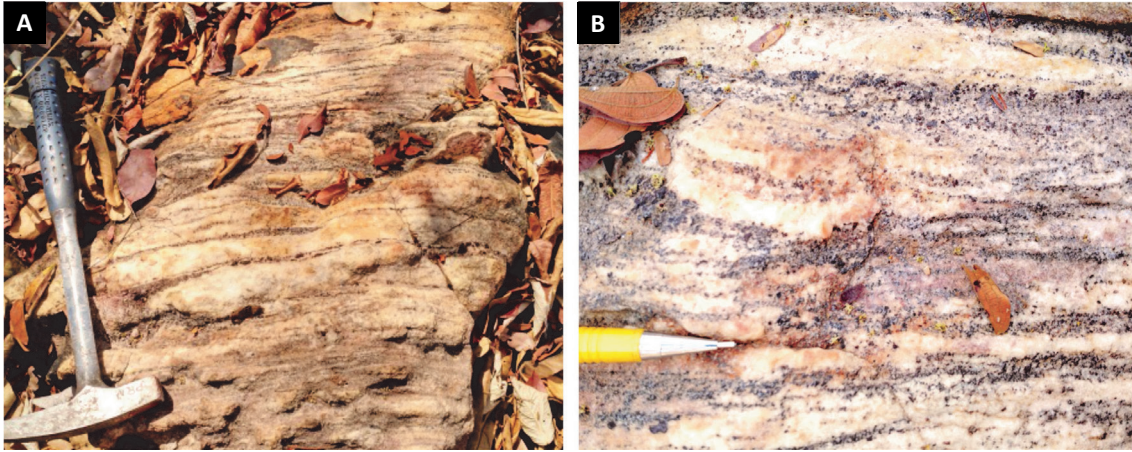


Figura 7.4 - Rocha bandada formada por intercalações entre níveis irregulares quartzosos e granadíferos, estes concentrando grande quantidade de granada espessartita (Afloramento, A, e em detalhe B). Parte das lateritas da região são derivadas deste tipo de rocha.

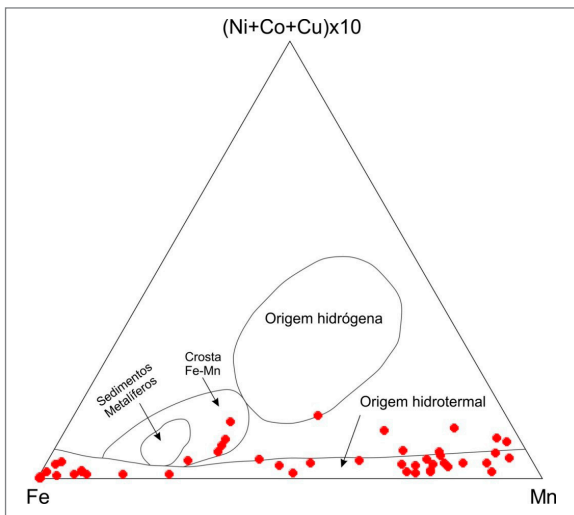


Figura 7.5 - Diagrama de classificação de origem de rochas manganíferas (Bonatti et al., 1972), para as amostras de formações ferro-manganíferas dos grupos Rio Preto e Santo Onofre.

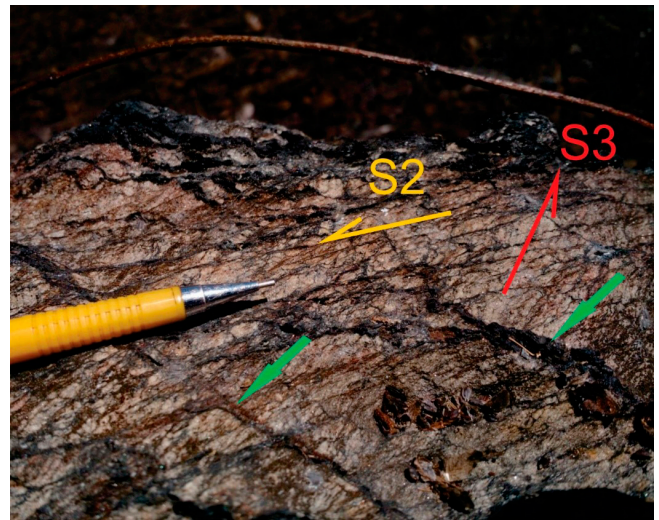


Figura 7.6 - Quartzito manganífero onde observa-se os processos de hidrotermalismo tanto em S2 quanto em S3. Notar a vênula concentrada de opacos (seta verde).tipo de rocha.

efeitos do hidrotermalismo é o aumento da concentração de óxido de manganês em litologias que originalmente que possuíam baixa concentração (<5%), como os xistos grafitosos, mica xistos e quartzitos.

Em geral, observa-se que a superfície de crenulação mais nova (S3), relacionada à terceira fase de deformação do Brasiliano, possui maiores concentrações de óxido que a superfície pretérita. Notam-se ainda fraturas paralelas à superfície de foliação mais nova preenchidas por óxidos de manganês e ferro, assim como é recorrente a presença de veios quartzito contendo minerais de manganês. Brechas e até cataclastos também atuaram como reconcentradores desses metais em alguns metassedimentos.

Há também uma expressiva quantidade de crostas lateríticas ricas em manganês derivadas por enriquecimento supergênico a partir de rochas dos grupos Rio Preto e Santo Onofre. No processo de laterização, os íons de manganês são deslocados até que

ocorram condições favoráveis de precipitação, formando as crostas lateríticas. Essas ocorrências são muito frequentes ao longo das bordas da Serra da Tabatinga (Figura 7.7A e B).

São exatamente as ocorrências de manganês laterítico as responsáveis por alguns dos maiores teores de manganês da região algumas chegando a atingir teores superiores a 70% de MnO (Tabela 7.2). Estas ocorrências justificaram a elaboração do *Mapa geoquímico-geomorfológico para manganês no Grupo Rio Preto*, com intuito de fomento para descobertas de novas ocorrências, uma vez que a geomorfologia tem papel fundamental no desenvolvimento de crostas lateríticas.

Foi registrado ainda que algumas dessas lateritas também apresentam teores elevados de cobalto. Segundo análises feitas por Fluorescência de Raio X Portátil (FRX Portátil), esses valores variavam entre 0,1% e 0,6% de cobalto.

Barbosa (1982) realizou estudos petrográficos e de Difração de Raios X em amostras dos depósitos de manganês no oeste da Bahia, na região limítrofe com o Piauí, determinando a composição do minério como composto por litioforita, pirolusita e criptomelana, enquanto a canga composta por espessartita, quartzo, argila e mica. No presente projeto, estudo por Difração de Raios X (Mafra *et al.*, 2017; Figura 7.8) identificou principalmente pirolusita, criptomelana e, ocasionalmente, todorokita e asbolano, estes últimos minerais presumidamente podendo ter relação, respectivamente, com anomalias geoquímicas de prata e cobalto detectadas em análise de sedimento de corrente.

As ocorrências de ferro por sua vez são relacionadas principalmente a formações ferríferas com

baixos teores de manganês (Figura 7.9), com algumas rochas apresentando teores de até 75% de Fe_2O_3 (Tabela 7.3).

Em geral nota-se uma tendência das ocorrências de ferro serem mais comuns na fácies mais quartzosas do Grupo Rio Preto, sendo encontradas principalmente nas encostas da Serra da Tabatinga, acima dos níveis manganíferos. Associadas as rochas do Grupo Santo Onofre ocorrem várias formações ferríferas na encosta das serras do Cercado e do Boqueirão.

Essas formações, no entanto, diferentemente das ocorrências ligadas ao Grupo Rio Preto, possuem alto teor de contaminantes, sobretudo de alumínio. As lateritas mais enriquecidas em ferro são encontradas principalmente no platô da Serra da Tabatinga.

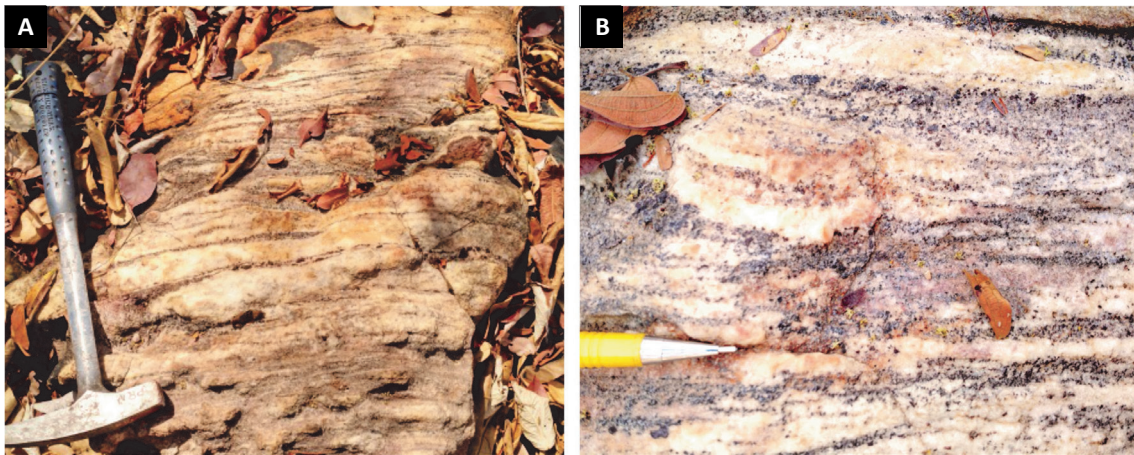


Figura 7.7 - Rocha bandada formada por intercalações entre níveis irregulares quartzosos e granadíferos, estes concentrando grande quantidade de granada espessartita (Afloramento, A, e em detalhe B). Parte das lateritas da região são derivadas deste tipo de rocha.

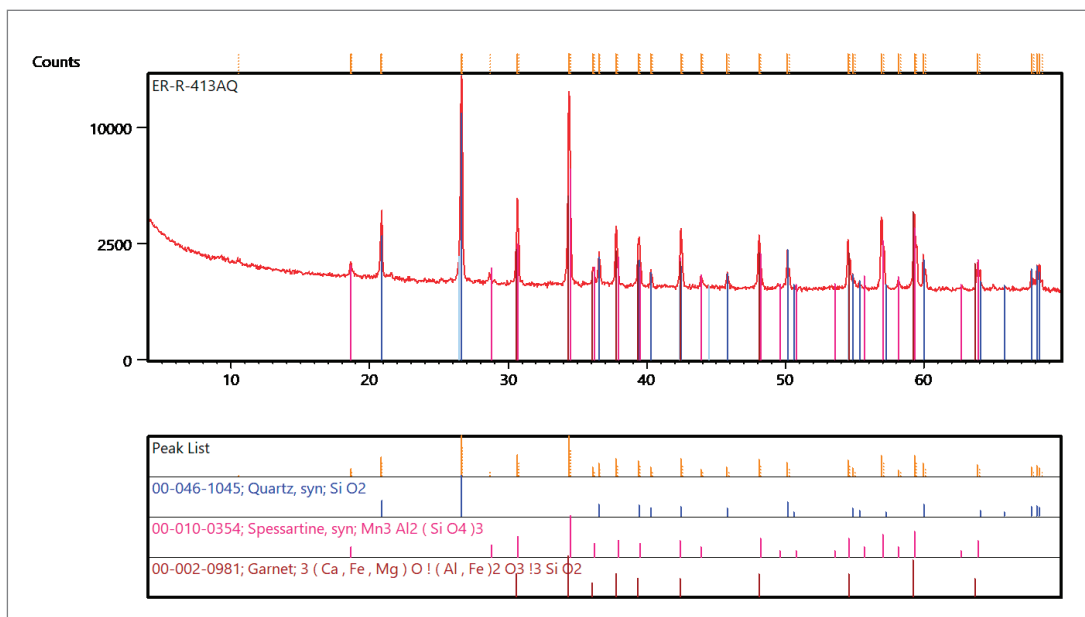


Figura 7.8 - Difratograma de Raios X de amostra de gondito (Mafra *et al.*, 2017).

Tabela 7.2 - Composição química das amostras de laterita de Mn do Grupo Rio Preto.

AMOSTRA	ROCHA	Al ₂ O ₃ %	BAO %	CAO %	CR ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	K ₂ O %	MGO %	MNO %	NB ₂ O ₅ %	P ₂ O ₅ %	SiO ₂ %	TiO ₂ %	CO PPM	CU PPM	PB PPM	ZN PPM	TOTAL %
CD-013	laterita	7,87	0,62	<0,07	<0,003	1,93	1,84	0,29	75,03	<0,0004	0,31	6,26	<0,002	<0,002	0,025	<0,0005	0,056	94,15
CD-257	laterita	6,12	2,64	<0,07	<0,003	1,95	3,40	0,29	64,67	<0,0004	0,38	8,55	<0,002	0,317	0,229	<0,0005	0,094	88,00
CD-440	laterita	10,46	0,80	<0,07	<0,003	2,18	3,49	0,29	58,34	<0,0004	0,52	14,89	<0,002	0,591	0,203	<0,0005	0,463	90,97
CD-067	laterita	7,83	0,54	<0,07	<0,003	1,756	2,92	3,09	55,61	<0,0004	0,40	5,14	<0,002	<0,002	0,065	<0,0005	0,051	93,09
CD-054	laterita	16,52	1,31	<0,07	<0,003	5,27	3,41	0,29	51,79	<0,0004	0,68	13,99	<0,002	<0,002	0,067	<0,0005	0,151	93,26
CD-320	laterita	10,90	3,33	<0,07	<0,003	3,17	3,18	2,86	48,41	<0,0004	2,01	13,32	<0,002	<0,002	0,118	0,0140	0,042	87,18
CD-330	laterita	11,55	3,24	<0,07	<0,003	3,42	3,34	0,29	48,34	<0,0004	1,99	14,21	<0,002	<0,002	0,119	0,0140	0,048	86,38
CD-404	laterita	14,52	0,21	<0,07	<0,003	2,24	3,90	3,75	44,73	<0,0004	0,44	21,29	<0,002	<0,002	0,114	<0,0005	0,044	91,08
CD-448	laterita	12,76	3,43	<0,07	<0,003	12,48	2,75	0,29	41,33	<0,0004	0,66	15,59	<0,002	<0,002	0,029	<0,0005	0,063	89,29
CD-041	laterita	14,69	1,59	<0,07	<0,003	5,57	1,98	0,29	41,25	<0,0004	0,58	22,80	<0,002	<0,002	0,068	<0,0005	0,124	88,75
CD-448	laterita	13,35	3,40	<0,07	<0,003	12,96	2,92	1,55	40,92	<0,0004	0,63	14,90	<0,002	<0,002	0,028	<0,0005	0,066	90,63
CD-258	laterita	13,45	0,43	<0,07	<0,003	11,61	3,04	2,59	40,63	<0,0004	0,39	22,32	<0,002	<0,002	0,033	<0,0005	0,213	94,46
CD-054	laterita	5,63	0,63	<0,07	<0,003	19,08	2,66	0,29	39,43	<0,0004	1,07	17,27	<0,002	<0,002	0,036	<0,0005	0,070	86,06
CD-440	laterita	22,89	1,59	<0,07	<0,003	11,19	1,03	2,47	33,69	<0,0004	0,36	15,54	<0,002	<0,002	0,199	<0,0005	0,323	88,76
CD-325	laterita	17,67	1,02	<0,07	<0,003	10,60	2,63	0,29	33,40	<0,0004	0,44	16,74	<0,002	<0,002	0,015	<0,0005	0,028	82,79
CD-404	laterita	17,69	0,12	<0,07	<0,003	18,80	2,53	2,30	32,93	<0,0004	0,66	25,08	<0,002	<0,002	0,039	<0,0005	0,056	100,11
CD-423	laterita	17,15	1,68	<0,07	<0,003	27,65	1,61	3,28	29,00	<0,0004	0,38	14,92	<0,002	<0,002	0,017	<0,0005	0,020	95,67

Tabela 7.3 - Composição química das amostras de formação ferrifera do Grupo Rio Preto contendo baixa razão de MnO/Fe₂O₃.

AMOSTRA	ROCHA	LOI %	Al ₂ O ₃ %	BAO %	CAO %	CR ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	K ₂ O %	MGO %	MNO %	NA ₂ O %	NB ₂ O ₅ %	P ₂ O ₅ %	SiO ₂ %	TiO ₂ %	CO PPM	CU PPM	PB PPM	TL PPM	ZN PPM	TOTAL %	MNO/Fe ₂ O ₃
CD-418	Formação ferrifera	9,09	6,18	0,03	0,04	0,01	74,9	0,89	0,24	0,05	0,13	<0,05	1,425	7,12	0,27	12,3	63,9	6,6	0,19	315	100,38	0,001
CD-447	Formação ferrifera	9,70	5,62	0,02	0,04	0,01	69,7	0,66	0,16	0,08	0,26	<0,05	1,604	11,70	0,21	37,1	41,3	7,9	0,15	671	99,76	0,001
CD-439	Formação ferrifera	6,79	5,55	0,07	0,04	<0,01	60,7	0,67	0,37	0,41	0,33	<0,05	0,767	24,90	0,11	122,4	223,3	17,1	0,23	750	100,71	0,007
CD-402	Formação ferrifera	8,07	1,86	<0,01	<0,01	<0,01	59,9	0,15	0,12	0,11	<0,10	<0,05	1,599	28,10	0,07	24,6	85,8	7,6	0,04	389	99,98	0,002
CD-425A	Formação ferrifera	10,65	3,97	0,05	0,04	<0,01	53,4	1,71	0,17	16,70	0,13	<0,05	1,661	9,73	0,15	243,4	149,4	2,0	0,50	707	98,36	0,313
CD-192	Formação ferrifera	8,89	10,60	0,04	0,04	0,02	51,1	1,28	0,22	0,06	0,37	<0,05	0,890	25,50	0,55	16,7	114,8	9,2	0,20	174	99,56	0,001
CD-425B	Formação ferrifera	8,07	5,57	0,02	<0,01	<0,01	47,9	0,83	0,11	4,30	0,11	<0,05	1,464	32,80	0,21	98,8	113,5	23,9	0,23	472	101,38	0,090



Figura 7.9 - Formação ferrífera, localizada ao sul da Serra da Tabatinga.

7.1.2. Grafita

As ocorrências de grafita da área do Grupo Rio Preto já eram conhecidas desde projetos anteriores. Foram relatadas ocorrências nas Folhas Corrente/Curimatá/Xique-Xique - 1:250.000 (Arcanjo & Braz Filho, 1999), Curimatá - 1:100.000 (Aquino, 2014), Mansidão - 1:100.000 e Rio Paraim - 1:100.000 (Sousa *et al.*, 2017) e Avelino Lopes - 1:100.000 (Aquino & Batista, 2011), além das recém mapeadas Cristalândia do Piauí - 1:100.000 e Cabeça no Tempo - 1:100.000. Dessas, apenas a Folha Mansidão apresenta unidade mapeada de rochas predominantemente grafitosas (Figura 7.10A). Durante o atual estudo foram observadas várias novas ocorrências de grafita e assim foram escolhidas duas áreas com potencial para observação de rochas grafitosas, as áreas de Sebastião Barros e Morrinhos (PI).

A presença de rochas grafitosas se deu pelo metamorfismo, em fácies xisto verde a anfíbolito, de rochas sedimentares ricas em matéria orgânica. Foi possível definir zonas de ocorrência de xistos grafitosos, as quais são provavelmente níveis estratigráficos contínuos, os quais passíveis de individualização em mapas a nível de semi-detalle. Essas camadas aparentam ter continuidade lateral pronunciada, se estendendo ao longo da faixa de ocorrência do Grupo Rio Preto, formando um marcador estratigráfico para a unidade.

As ocorrências de grafita estão associadas basicamente com grafita xistos (Figura 7.10B), que são rochas de cor cinza escuro a preta, com granulometria fina a muito fina. A rocha é composta majoritariamente por biotita e/ou muscovita (difícil a identificação devido a interferência de cor dada pelo material orgânico) e material carbonoso (grafita e material carbonoso amorfo). Há ainda registros de níveis grafitosos com granada e quartzo escala bastante subordinada intercalados aos grafita xistos predominantes.

Como acessórios são encontrados *boxworks* **cúbicos** que se acredita serem de pirita (observada nas raras amostras frescas e em análise de Difração de Raios X; Mafra *et al.*, 2017; Figura 7.11) e rutilo, descrito em lâmina petrográfica. Em geral estes *boxworks* encontram-se em porções mais avermelhadas dos xistos grafitosos, que seriam causadas pela dissolução da pirita, gerando óxido de ferro.

Grafita-quartzo xistos também ocorrem intercalados nos grafita xistos e possuem cor cinza escuro e granulção fina a média. Além da maior presença de quartzo, possuem menor concentração de grafita e micas e ausência de granada.

Das amostras analisadas para carbono gráfico, 36 obtiveram resultados acima do limite de detecção (0,05%), porém apenas 12 obtiveram resultados acima de 1%, apenas quatro acima de 2% e duas amostras acima de 4% (Tabela 7.4). Ainda que a maioria dos resultados não tenha sido promissora, as áreas de ocorrência de grafita definidas neste projeto são bem maiores do que aquelas registradas em trabalhos de mapeamentos anteriores.

É comum a visualização de pirita nos xistos grafitosos, sobretudo quando estão pouco intemperizados. Este sulfeto pode compor até 8% dos minerais dos xistos e ocorre em duas fases distintas: sedimentar, com cristais menores, anedrais com 1 mm de comprimento, acompanhando a foliação da rocha, e por vezes deformados; e metamórfico com cristais estirados de até 5 mm de comprimento, ocorrendo algumas vezes em veios de quartzo concordantes com a foliação. Em xistos grafitosos parcialmente intemperizados é comum a ocorrência de limonita, sendo esse mineral provavelmente produto do intemperismo e dissolução de cristais de pirita.

Devido à presença de pirita foram realizadas análises químicas para detecção de ouro (Tabela 7.4). Das quarenta e três amostras analisadas, apenas quatro amostras apresentaram teores acima do limite de detecção (5 ppb), sendo: duas amostras com 6 ppb, uma amostra com 9 ppb e uma amostra com 21 ppb. Uma amostra, sem ouro detectado, apresentou teor de 6 ppb de platina e 8 ppb de paládio.

Admite-se a possibilidade de que parte das piritas seja oriunda do hidrotermalismo nas rochas do Grupo do Rio Preto. É recorrente os xistos grafitosos estarem impregnados de óxidos de ferro e manganês oriundos provavelmente da alteração das fases hidrotermais. Em geral, as porções mais hidrotermalizadas são zonas contendo mais quartzo, sulfeto, sericita e uma proporção menor de grafita (Figura 7.12) e ocorrem alternadas nas porções mais grafitosas.

Em geral, a grafita é de granulção fina (<1,0mm), o que é explicado pelo fato do metamorfismo não ter sido tão intenso, alcançando, normalmente como pico, a faixa de transição entre as fácies xisto verde e anfíbolito. No

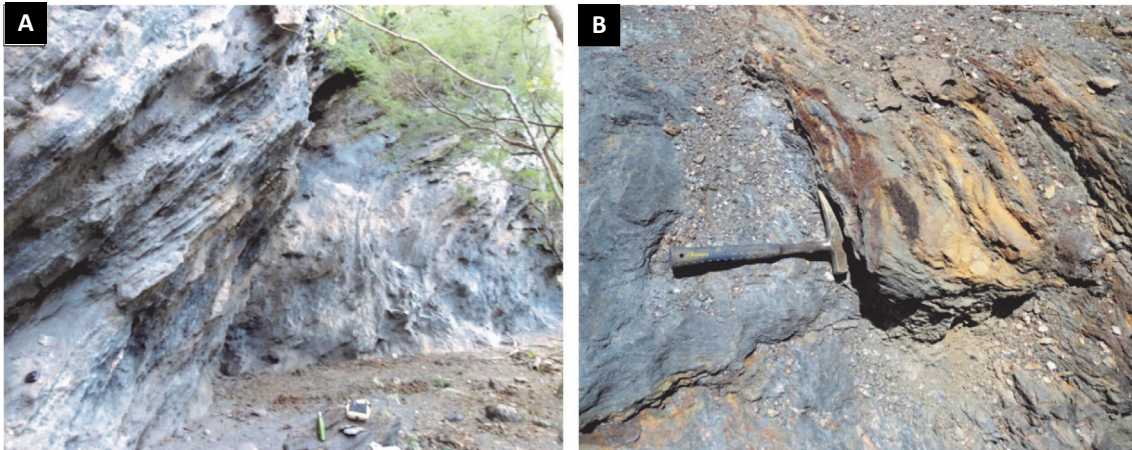


Figura 7.10 - Vista geral do afloramento de grafita xisto (A) e detalhe da ocorrência de grafita xisto (B) na região de Mansidão (BA).

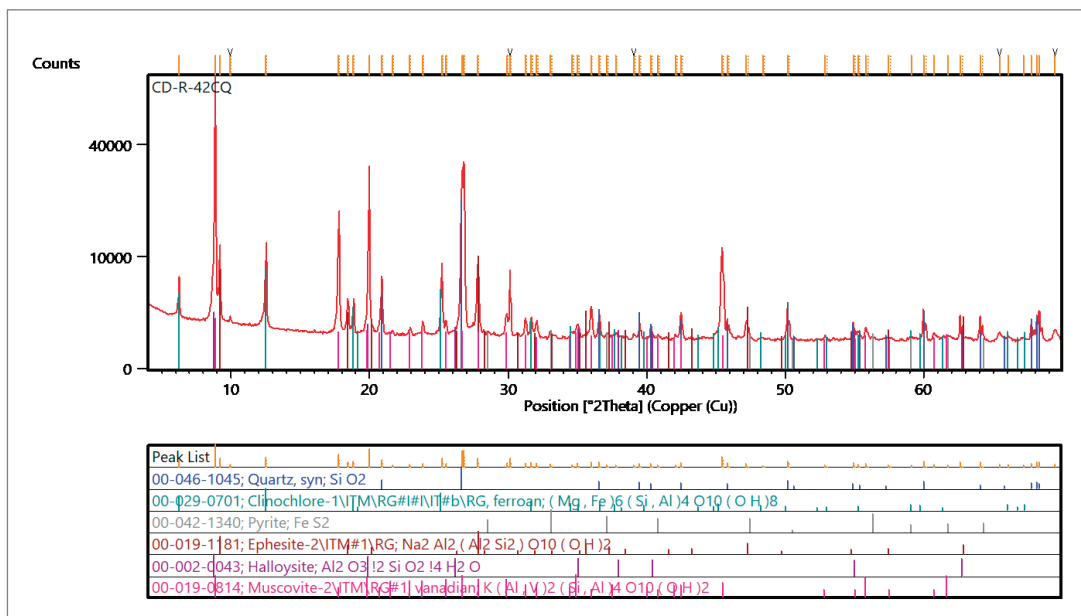


Figura 7.11 - Difratograma de Raios X de amostra de grafita xisto (Mafra et al., 2017).



Figura 7.12 - Porção de xisto grafítico mais rica em sericita e quartzo contendo alteração hidrotermal. A alteração vermelha pode estar relacionada a dissolução de sulfetos.

entanto, ocorrem zonas com temperaturas de metamorfismo mais altas, nas quais as lamelas de grafita podem atingir 4,0mm de comprimento (Figura 7.13).



Figura 7.13 - Porção de xisto grafitoso mais rica em sericita e quartzo contendo alteração hidrotermal. A alteração vermelha pode estar relacionada a dissolução de sulfetos.

7.1.3. Titânio

O titânio ocorre sob a forma de rutilo e ilmenita com suas ocorrências anotadas em vários municípios da região. Winge (1968) relata a ocorrência de rutilo em meio a material elúvio-coluvionar tanto como grãos dispersos como incrustado em fragmentos de quartzo e quartzitos, este em menor frequência. Winge (1968) cita ainda a presença de rutilo e ilmenita em sedimentos aluviais acumulados nos leitos de riachos.

Na área estudada, as mineralizações primárias ocorrem associadas, principalmente, aos metassedimentos do Grupo Rio Preto, onde o rutilo e a ilmenita ocorrem na forma de cristais subeuédricos tanto disseminados na

textura de xistos e quartzitos como associado a veios de quartzo, inclusive com alguns cristais de rutilo apresentando quase 10 cm de comprimento (Figura 7.14A e B).

É comum o rutilo compor pelo menos 1% dos minerais de xistos e quartzitos enquanto que a ilmenita pode chegar até 6% da composição modal. A ilmenita também pode formar cristais medindo até 1 mm de comprimento e conter alteração para rutilo nas suas bordas. A ocorrência de titânio é confirmada a partir de análises litoquímicas das rochas do Grupo Rio Preto, onde observam-se algumas amostras com teores de titânio superiores a 1% (Figura 7.15).

Veios mineralizados em titânio ocorrem também na porção oeste da área em algumas rochas do embasamento. No Complexo Cristalândia do Piauí está registrada uma ocorrência de quartzo rutilado em veio localizada próxima a uma zona de cisalhamento.

Na década de 1970 houve intensa atividade de garimpo de rutilo na região, que constituía uma importante fonte de renda para a população local. Segundo relato, a produção alcançava algumas toneladas por mês de rutilo. Atualmente, essa atividade é esporádica.

Análises químicas em rutilo realizadas por Winge (1968) obtiveram o teor de TiO_2 oscilando de 94,8% a 97,3%, os teores de Fe_2O_3 variaram entre 1,5 e 3,9% e os de SiO_2 variaram entre 0,1 e 1,8%.

7.1.4. Mármore Dolomítico

Na região entre os municípios de Mansidão (BA) e Júlio Borges (PI), intercalados aos xistos do Grupo Rio Preto, ocorrem várias lentes de mármore dolomítico, sendo que a análise de um amostra coletada na área apresentou teores de 20,1% MgO, 29,8% CaO e 1,28% de carbono elementar (Tabela 7.5). Esses teores indicam tratar-se de mármore dolomíticos e passíveis de emprego como insumo agrícola na correção da acidez dos solos, entre outras aplicações.

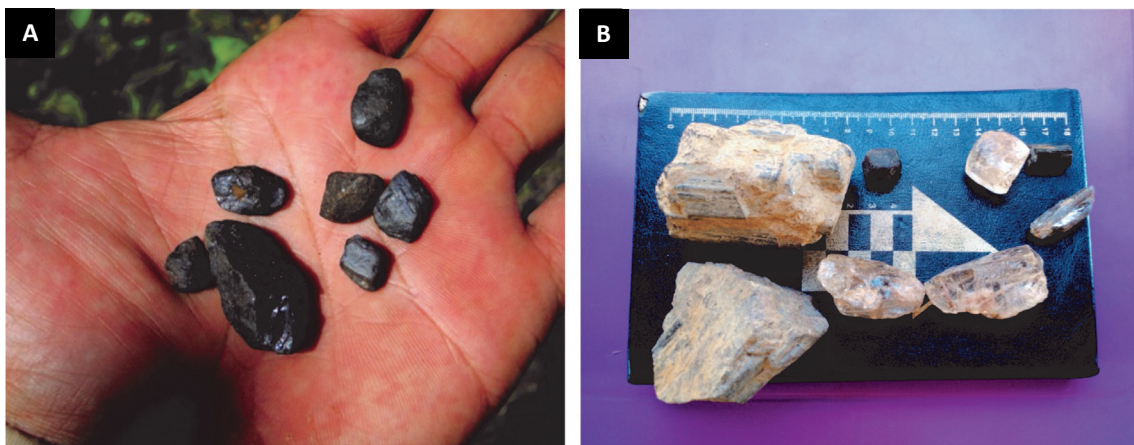


Figura 7.14 - Rutilo da região de Sebastião Barros (PI) (A) e na localidade de Lagoa do Mato, Parnaíba (PI) (B).

Tabela 7.4 - Composição química das amostras de ocorrências grafita do Grupo Rio Preto.

AMOSTRA	ROCHA	LOI %	AL ₂ O ₃ %	BAO %	CAO %	CR ₂ O ₃ %	FE ₂ O ₃ %	K ₂ O %	MGO %	MNO %	NA ₂ O %	NB ₂ O ₅ %	P ₂ O ₅ %	SiO ₂ %	TiO ₂ %	AS PPM	S %	C (GRAFÍTICO) %	AU PPB	PD PPB	PT PPB	TOTAL %
RY-013	grafita xisto	10,06	26,5	0,19	0,03	0,04	3,85	8,19	1,71	0,03	0,39	<0,05	0,024	48,5	1,16	2	<0,01	5,12	<5	<5	<5	100,67
CD-010	grafita-quartzo xisto	4,85	16,3	0,12	0,25	0,03	6,49	2,33	0,39	0,02	1,45	<0,05	0,319	66,4	0,70	5	0,11	1,05	<5	<5	<5	99,93
CD-011	grafita xisto	9,18	27,9	0,06	0,25	0,03	17,70	1,98	0,35	0,02	2,51	<0,05	0,637	38,6	1,28	14	0,13	1,37	<5	8	6	99,19
CD-042A	muscovita xisto	5,23	17,6	0,08	0,09	0,02	7,21	2,47	1,52	0,15	1,03	<0,05	0,071	64,0	0,79	<1	1,44	1,19	N.A.	N.A.	N.A.	101,58
CD-042B	grafita xisto	8,87	25,8	0,09	0,20	0,02	5,99	3,56	0,67	0,09	2,43	<0,05	0,129	52,6	1,13	5	2,74	2,98	6	<5	<5	100,25
CD-060	grafita xisto	8,94	26,3	0,12	0,45	0,03	4,70	2,00	0,37	0,03	3,19	<0,05	0,071	52,1	0,89	5	0,01	4,41	<5	<5	<5	101,14
CD-102C	grafita xisto	7,48	28,6	0,19	0,02	0,03	1,86	6,21	1,08	0,01	0,30	<0,05	0,040	51,6	1,21	4	<0,01	1,36	<5	<5	<5	100,50
CD-132B	grafita xisto	5,41	24,9	0,08	0,07	0,03	4,15	3,15	0,56	0,02	2,30	<0,05	0,066	57,1	0,90	<1	0,02	1,08	<5	<5	<5	98,63
CD-141	grafita xisto	6,87	13,1	0,11	0,10	0,04	10,10	3,63	2,90	0,07	0,11	<0,05	0,015	62,3	0,90	1	<0,01	2,06	<5	6	<5	100,82
CD-154	grafita xisto	10,10	29,9	0,20	0,02	0,04	3,12	9,19	1,93	0,02	0,41	<0,05	0,038	43,7	1,26	4	<0,01	4,93	<5	<5	<5	100,26
CD-226	grafita xisto	6,93	35,1	0,11	0,20	0,02	3,24	3,54	0,65	0,02	4,06	<0,05	0,037	45,7	1,53	1	<0,01	1,54	<5	<5	<5	98,74
CD-231	grafita xisto	6,92	27,8	0,22	0,08	0,03	9,52	4,79	0,86	0,04	1,75	<0,05	0,122	47,6	1,09	12	0,03	1,27	<5	<5	<5	99,65
CD-324C	grafita-quartzo xisto	5,50	23,0	0,13	0,08	<0,01	3,30	3,67	0,55	0,02	1,36	<0,05	0,096	61,6	1,01	3	0,01	1,01	<5	<5	<5	100,32

N.A. = Não analisado.

Tabela 7.5 - Composição química do mármore dolomítico.

AMOSTRA	LOI %	AL ₂ O ₃ %	BAO %	CAO %	CR ₂ O ₃ %	FE ₂ O ₃ %	K ₂ O %	MGO %	MNO %	NA ₂ O %	NB ₂ O ₅ %	P ₂ O ₅ %	SiO ₂ %	TiO ₂ %	CARBONO CARBONOSO %	CARBONO ELEMENTAR %	CARBONO ORGÂNICO %	TOTAL %
CD-201	44,83	0,93	0,02	29,8	<0,01	1,28	0,14	20,1	0,36	<0,1	<0,05	0,278	2,86	0,02	9,78	1,28	0,34	100,62

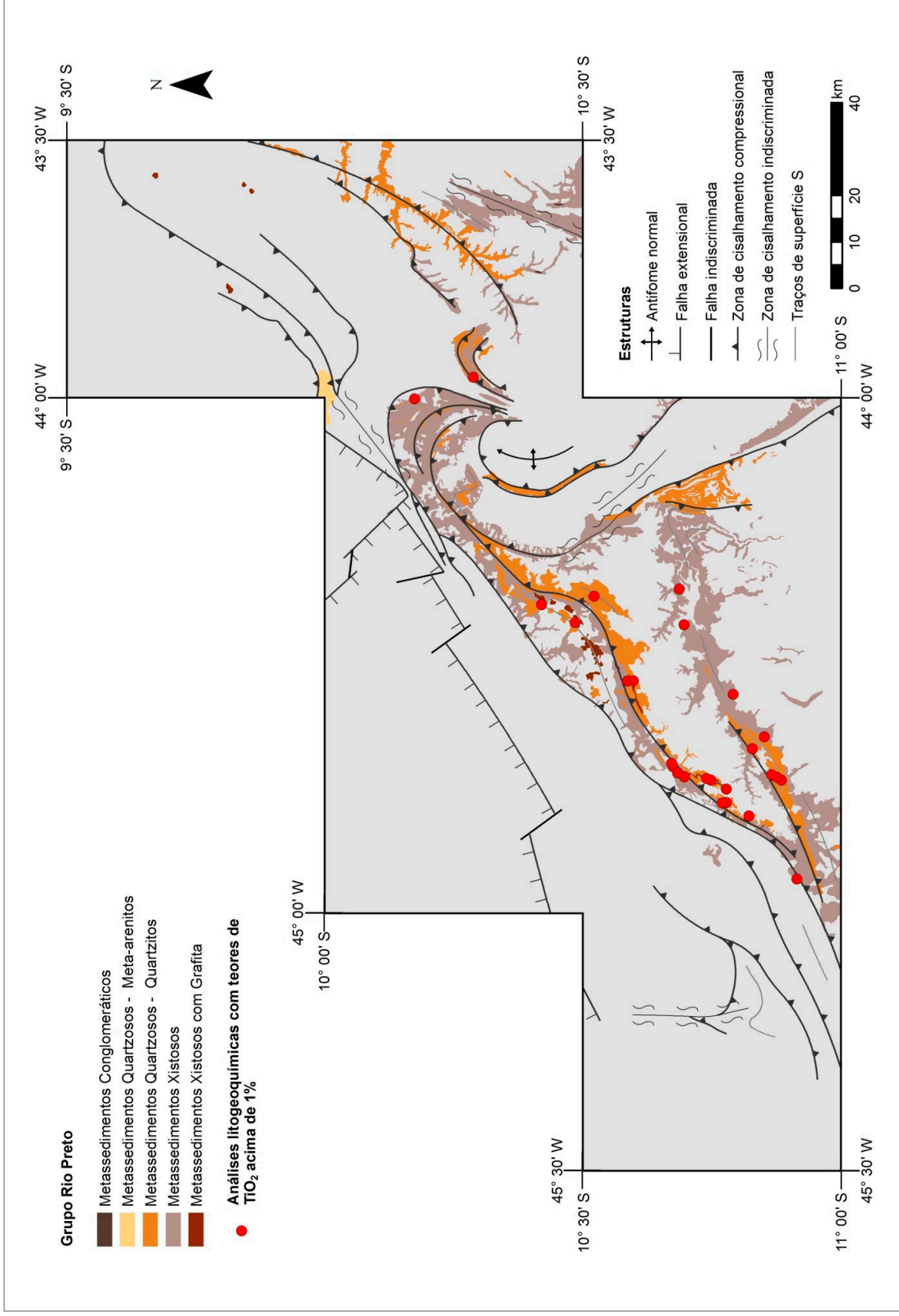


Figura 7.15 - Mapa simplificado com ocorrências minerais do projeto e principais toponímias.

O mármore, em geral bastante fraturado, possui coloração esbranquiçada, granulometria fina, e com laminação plano-paralela (Figura 7.16A). Localmente foi observada intercalada aos xistos, uma lente com de 60 m de comprimento e 20m de espessura.

Atualmente, a mineradora Cincal (Companhia Industrial de Calcário Ltda) explora esse depósito, sendo a única mina ativa na área de estudo (Figura 7.16B).

7.1.5. Procedimentos para descoberta de novas ocorrências nos Grupos Rio Preto e Santo Onofre.

7.1.5.1. Manganês

Durante as etapas de campo do presente projeto foram descritas novas ocorrências minerais, sobretudo de manganês, ferro e grafita. Tal fato foi proporcionado por conta da adoção de uma sistemática de campo que inclui, entre outros, a concepção do *mapa geoquímico-geomorfológico para manganês no Grupo Rio Preto* (Figura 7.17), que se mostrou um ferramenta eficaz a ser utilizada em futuros estudos de prospecção para o metal na região.

Anomalias geoquímicas de manganês detectadas em sedimentos de corrente em bacias de captação que drenam o Grupo Rio Preto serviram como guia para o descobrimento de novas ocorrências, como as lateritas manganésíferas encontradas próximas a córregos na localidade de Mundo Novo.

Em fotografias aéreas e imagens de relevo sombreado, os xistos que hospedam as formações manganésíferas apresentam um relevo com textura mais rugosa contrapondo-se ao relevo plano e mais arrasado retratado pelas demais variedades de xistos do Grupo Rio Preto, assim como frente ao relevo mais proeminente das rochas quartzíticas. Ainda que não seja possível a individualização dessa unidade em

mapas na escala de trabalho do projeto, elas são úteis como guia para o descobrimento de novas ocorrências de manganês. Pode-se notar que durante as etapas de campo existe um maior potencial para ocorrências de manganês nas áreas próximas à base da Serra da Tabatinga.

Na fácies mais quartzosa do Grupo Rio Preto também podem ocorrer formações ferro-manganésíferas, porém nelas há uma maior proporção de ferro quando comparado às formações da fácies metassedimentos xistosos. Essas fácies que encerram as mineralizações de manganês e ferro tendem a ocorrer nas encostas da Serra da Tabatinga, já próximo ao topo e, presumidamente, devem estar relacionadas aos altos magnéticos observado nos mapas de susceptibilidade magnética que recobrem a região.

No Grupo Santo Onofre, as unidades que encerram as mineralizações de ferro e manganês ocorrem principalmente nas encostas da Serra do Cercado e na Serra do Boqueirão, geralmente na sua seção mediana, formando uma leve quebra de relevo, que se evidencia como um suave degrau nas escarpas desses morros.

Quanto às ocorrências supergênicas de manganês, estão principalmente relacionadas às rochas da fácies xistosa do Grupo Rio Preto e por isso tendem a ocorrer em regiões mais planas. Geralmente nessas porções os cupinzeiros tendem a apresentar uma coloração cinza escura, pois são formados por grãos de manganês e o solo possui coloração vermelho amarronzada com manchas pretas, o que indica que nas proximidades é favorável encontrar lateritas ricas em manganês (Figura 7.18).

As 28 amostras analisadas espectroscopicamente foram organizadas em 04 grupos distintos, de acordo com o teor de manganês obtido da análise geoquímica dos solos (ifidado em cada grupo estudado.Tabela 7.6). Nessa tabela, resume-se o conteúdo mineral identificado em cada grupo estudado.

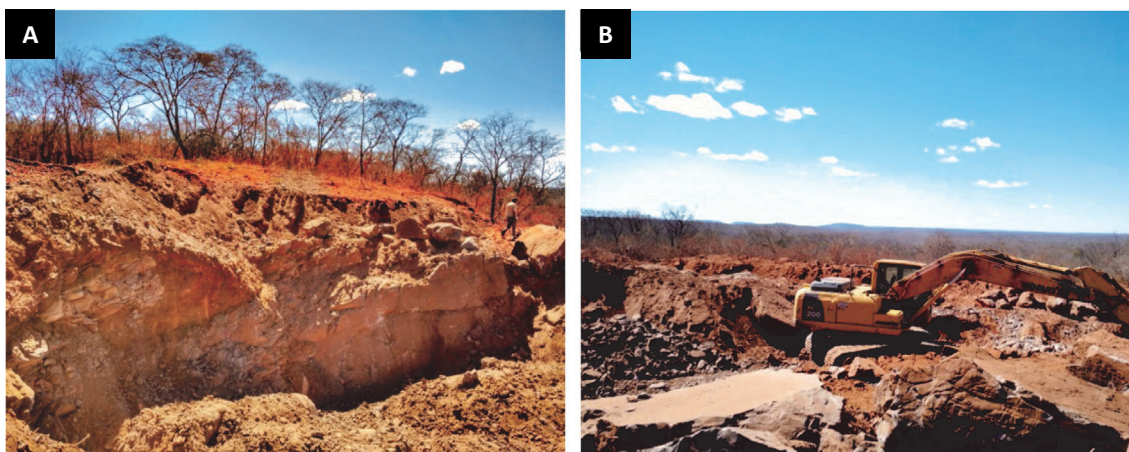


Figura 7.16 - Afloramento do mármore dolomítico e operação da máquina na mina.

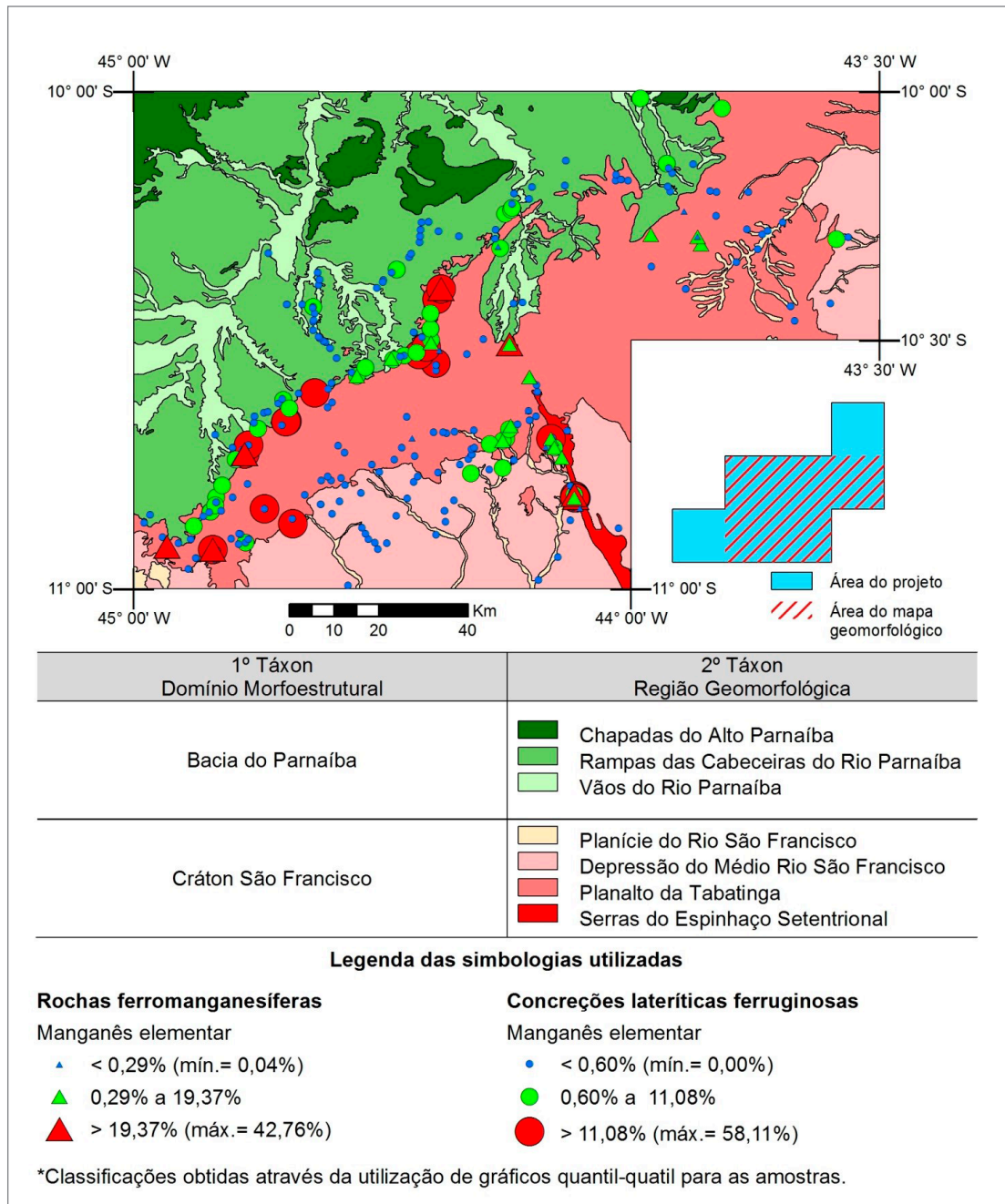


Figura 7.17 - Mapa geomorfológico de parte da área do projeto.

Tabela 7.6 - Mineralogia identificada por espectroscopia de reflectância conforme grupos de classificação das amostras (Mendes, 2017).

GRUPO DE CLASSIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS CONFORME DADOS GEOQUÍMICOS	Nº DE AMOSTRAS	MINERAIS DE ALTERAÇÃO SUPÉRGENA
Teor nulo (< 4% Mn)	7	Caosmectita, Hematita, Goethita
Baixo teor (4% < Mn < 10%)	6	Caosmectita, Maghemita, Goethita
Médio teor (10% < Mn < 30%)	5	Caosmectita, Maghemita, Goethita
Alto teor (> 30% Mn)	10	Maghemita, Psilomelana



Figura 7.18 - Solo típico de região com provável ocorrência de lateritas manganêsíferas.

As curvas espectrais do minério de manganês (Alto Teor) apresentam valores baixos de reflectância, caracterizados por comportamento linear e contínuo, sendo esse comportamento característico dos minerais opacos (Mendes, 2017). Um importante aspecto da presença dos minerais de manganês é a sua influência quando misturados com outros minerais. Nas curvas dos espectros das amostras com alto teor de manganês observa-se que pequenas proporções do minério são suficientes para

reduzir o albedo das curvas espectrais. Desta forma, a principal característica para a individualização da mineralização do manganês laterítico por espectrometria de imageamento é o comportamento de baixa reflectância dos seus minerais (Carvalho Jr. *et al.*, 2007).

Foram utilizados os dados de espectros de reflectância de óxidos de ferro durante o processamento, pois esses se encontram associados aos óxidos de manganês e apresentam melhores respostas ao tratamento. Foi utilizada a razão entre as bandas 4 e 2, que detecta a transferência de carga relativa aos íons de óxidos de ferro férrico, componente dos minerais analisados neste trabalho, hematita, goethita e maghemita, conforme descrito em Ducart (2016). Os valores mais altos dessa razão de bandas tornam os óxidos de ferro bem evidentes na imagem resultante.

A imagem processada apresentou um bom resultado (Figura 7.19), em que as áreas com maior índice de óxidos de ferro se encontram em vermelho e coincidem com boa parte dos pontos amostrados, que, conforme a espectroscopia de reflectância são ricos em óxidos de ferro e argilominerais do grupo das esmectitas e caulinita (Mendes, 2017).

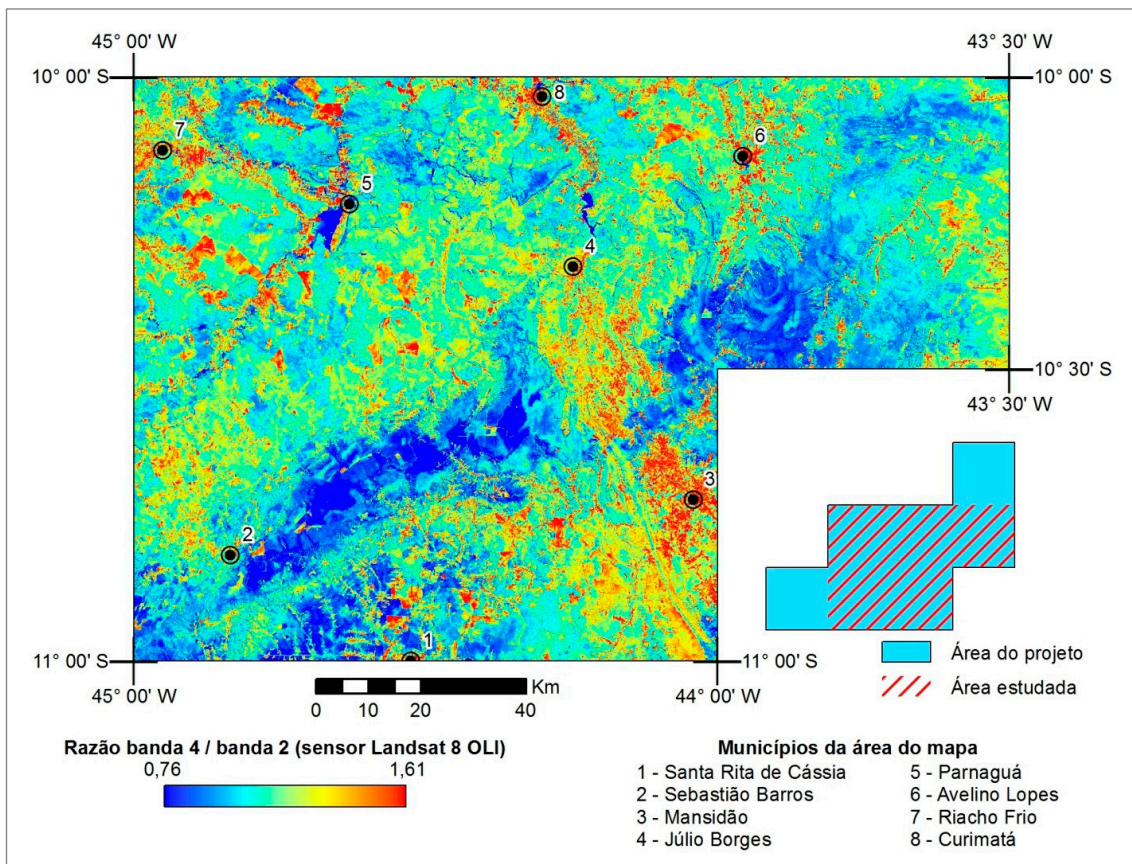


Figura 7.19 - Imagem resultante da razão de bandas 4/2 aplicada ao sensor Landsat 8 OLI. Notar que as áreas em vermelho são as de maior potencial para a ocorrência de óxidos de ferro, possivelmente relacionada à ocorrência de óxido de manganês (Mendes, 2017).

7.1.5.2. Grafita

A grafita ocorre principalmente associada a lentes de xistos grafitosos dentro dos metassedimentos xistosos do Grupo Rio Preto. Algumas foram possíveis de serem individualizadas na região de Morrinhos e Sebastião Barros, e nada impede que outras lentes de grande expressão sejam encontradas fora dessas áreas.

Foi possível identificar que as lentes de grafita podem apresentar uma coloração roxa na imagem de composição ternária RGB (K-eTh-eU) da gamaespectrometria (Figura 7.20) quando isoladas na região de ocorrência do Grupo Rio Preto. Isso se dá por conta de valores de eU e K relativamente maiores nessas rochas em relação aos demais metassedimentos. Na região de Sebastião Barros, esse contraste não ficou tão claro por conta da presença de unidades do embasamento o que influenciou no tratamento dos dados. Porém, é esperado que, num levantamento e processamento de dados gamaespectrométricos menos regional e mais focado nos xistos do Grupo Rio Preto poderia se observar o contraste dessas lentes.

Os grafita-muscovita xistos também tendem a formar solos de coloração cinza escuro-prateado e podem eventualmente formar pequenos morrotes de rochas grafitosas.

No presente trabalho foi observado que a região mais abundante com ocorrências de grafita está situada ao norte da Serra da Tabatinga, porém é esperado que se possa encontrar estes tipos de ocorrência também na porção sul desta serra. Foram descritos xistos grafitosos na fácies quartzosa do Grupo Rio Preto (quartzitos), porém geralmente essas rochas grafitosas são níveis de dimensões decimétricas e de pouca expressividade.

7.2. FERRO - COMPLEXO CRISTALÂNDIA DO PIAUÍ

As ocorrências de ferro associadas ao Complexo Cristalândia do Piauí são observadas sob duas formas: depósitos secundários formados por cangas lateríticas, associadas ou não ao manganês, e em formações ferríferas bandadas, podendo ser hematíticas ou magnetíticas (evidenciado por análise de Difração de Raios X; Mafra *et al.*, 2017; Figura 7.21).

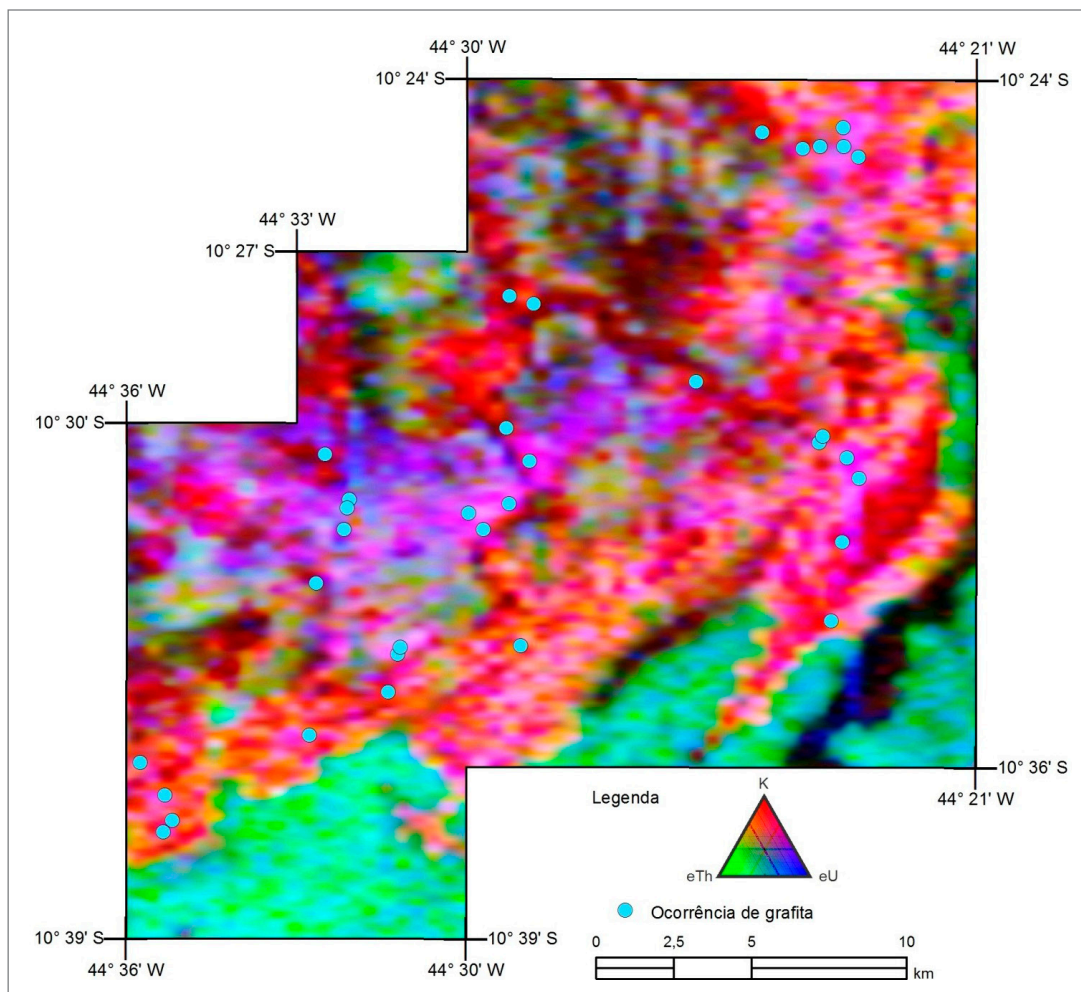


Figura 7.20 - Imagem de composição ternária RGB (K – eTh – eU) da gamaespectrometria com pontos de ocorrência de grafita destacados. Nota-se a relação desses pontos com a coloração roxa na imagem.

As cangas ferruginosas ou crostas lateríticas (Figura 7.22A e B) ocorrem em regiões aplainadas ou em morrotes, com espessuras variadas e irregulares, com afloramentos frequentemente marcados pela presença de blocos e/ou matações maciços e de aspecto rugoso. De acordo com Aquino (2011) o mineral de interesse econômico é a hematita podendo ser observada em pequenos grânulos nos depósitos detrito-lateríticos.

É comum também as crostas lateríticas manganésíferas apresentarem altos teores de ferro.

Nas formações ferríferas (Figura 7.23A e B), que podem ser bandadas ou não, aquelas formadas por magnetita predominam sobre as hematíticas, e, no relevo local, se sobressaem como elevações abruptas, capeadas por cangas lateríticas. Como anteriormente citado, essas formações ferríferas estão associadas às rochas

ultramáficas do Complexo Cristalândia do Piauí e, de acordo com dados litogeoquímicos, possuem teores entre 53,5% e 57,5% de Fe_2O_3 , e teor de Al_2O_3 de 0,26% a 1,4% (Tabela 7.7).

7.3. GRAFITA - FORMAÇÃO FORMOSA DO RIO PRETO

Xistos Grafíticos ocorrem de forma muito subordinada na Formação Formosa do Rio Preto com ocorrências anotadas no oeste da área de estudo, próximos ao limite com o Grupo Urucuia, e distribuídas ao longo da Zona de Cisalhamento Cristalândia do Piauí. Foi descrito apenas um afloramento deste litotipo (Figura 7.24A e B), associado a uma faixa de ocorrência não mapeável na escala de trabalho do projeto.

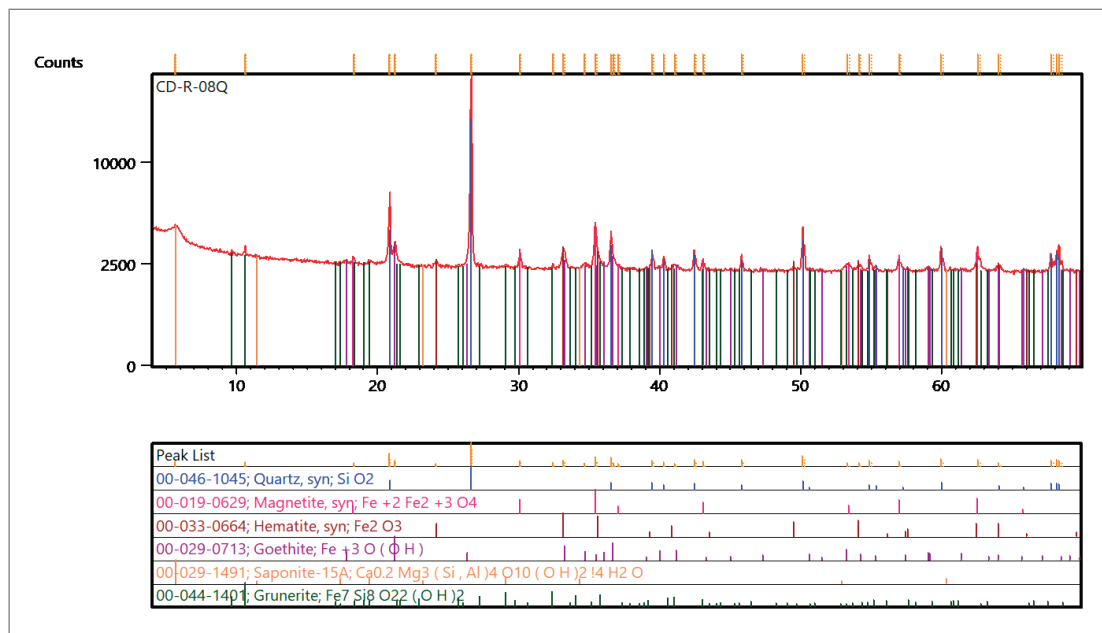


Figura 7.21 - Difratoograma de Raios X da amostra de formação ferrífera bandada (Mafra et al., 2017).

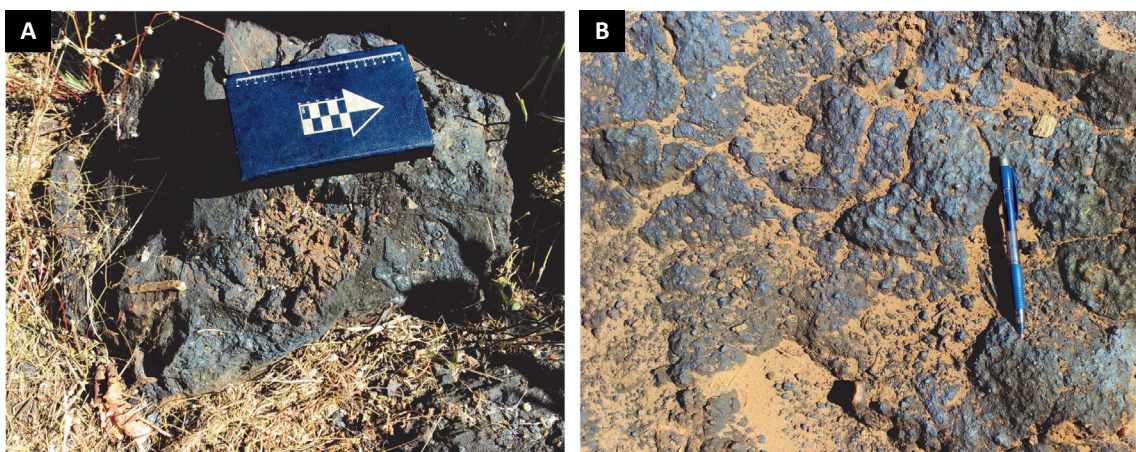


Figura 7.22 - Aspecto geral da laterita em afloramento rasteiro e blocos e detalhe da laterita.

Petrograficamente, a rocha é um grafita-muscovita xisto milonítico contendo porfiroblastos de grafita imersos numa matriz de mica.

Apesar da pouca expressão física da unidade, a análise para determinação do teor para carbono gráfico de uma amostra de grafita xisto revelou um

valor de 4,93%, o maior já registrado na área, além do que grafitas com lamelas atingindo até 6 mm, não observadas em ocorrências similares do Grupo Rio Preto. Este aspecto por si só indica a região com potencial para trabalhos prospectivos visando a pesquisa do mineral.



Figura 7.23 - Formações ferríferas bandadas encontradas em meio às rochas do embasamento (Complexo Cristalândia do Piauí).

Tabela 7.7 - Composição química das amostras de ocorrências de ferro do Complexo Cristalândia do Piauí.

AMOSTRA	ROCHA	LOI %	Al ₂ O ₃ %	BAO %	CAO %	CR ₂ O ₃ %	FE ₂ O ₃ %	FEO %	K ₂ O %
RY-072	grunerita-magnetita quartzito	0,53	<0,10	0,02	0,91	<0,01	55,0	3,71	<0,01
RY-131	grunerita quartzito	-1,21	2,51	0,02	3,70	<0,01	37,4	6,11	0,14
RY-169B	magnetita quartzito	0,75	0,34	0,02	0,93	0,01	54,8	2,04	0,01
RY-169C	magnetita quartzito	0,95	0,58	0,01	0,02	<0,01	60,7	2,32	<0,01
CD-008	magnetita quartzito	1,25	1,04	0,02	0,27	<0,01	53,5	N.A.	0,04
CD-047	magnetita quartzito	1,22	0,65	0,03	0,12	0,01	53,8	N.A.	<0,01
CD-160	magnetita quartzito	0,26	0,26	0,02	2,70	<0,01	57,5	N.A.	0,02

N.A. = Não analisado.

Tabela 7.7 - Composição química das amostras de ocorrências de ferro do Complexo Cristalândia do Piauí. (Continuação)

AMOSTRA	ROCHA	MGO %	MNO %	NA ₂ O %	NB ₂ O ₅ %	P ₂ O ₅ %	SIO ₂ %	TIO ₂ %	TOTAL %
RY-072	grunerita-magnetita quartzito	0,43	0,08	<0,10	<0,05	0,182	42,4	<0,10	99,55
RY-131	grunerita quartzito	3,59	0,27	0,27	<0,05	0,299	51,7	0,10	98,79
RY-169B	magnetita quartzito	0,98	0,18	<0,10	<0,05	0,064	41,3	0,01	99,39
RY-169C	magnetita quartzito	<0,10	0,07	<0,10	<0,05	0,057	36,1	0,05	98,54
CD-008	magnetita quartzito	0,20	0,12	<0,10	<0,05	0,145	41,8	0,14	98,53
CD-047	magnetita quartzito	0,48	0,20	<0,10	<0,05	0,05	42,2	0,06	98,82
CD-160	magnetita quartzito	2,30	0,20	<0,10	<0,05	0,157	37,7	0,02	101,14

N.A. = Não analisado.

7.4. COBRE

Na fazenda Araçá, no município de Corrente (PI), está registrado uma ocorrência de malaquita em metassiltitos/meta-argilitos da Bacia do Araçá, pertencentes à Formação Porta do Araçá (Figura 7.25A, B e C). Esse mineral ocorre em espaços interestratais do acamamento das rochas, que apresentam coloração cinza claro ou esverdeada, são ricas em argilominerais e de granulação muito fina (Sousa *et al.*, 2017).

Nessa mesma região, furos para poço de água registraram um folhelho negro com a presença de calcopirita, indicando que a mineralização de cobre pode possuir continuidade em profundidade. Provavelmente, a malaquita é resultado da alteração intempérica do mineral.

Essa mineralização já foi estudada no passado pela empresa Metapi Mineração, que recentemente retomou a pesquisa na área, realizando furos de sondagem, visando aferir a extensão e economicidade da

mineralização. Nesta sondagem inclusive foram encontrados folhelhos contendo azurita (Ladislau Nazário de Souza Neto, comunicação verbal).

7.5. MATERIAIS DE USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL

7.5.1. Argila

Na área de estudo é comum a presença de pequenas olarias localizadas em várzeas e terraços aluviais. A argila usada por essas olarias em parte está associada ao intemperismo dos xistos do Grupo Rio Preto, que ocorrem em paleodepressões instaladas nas planícies aluviais. Outras fontes de argila constituem os depósitos de várzea, associados a planícies de inundação das principais drenagens da área. As argilas são utilizadas basicamente na construção de tijolos e, ocasionalmente, na fabricação de telhas. De acordo com Arcanjo & Braz Filho (2001), a extração é feita de forma rudimentar, em pequena escala, e atende apenas à demanda local.

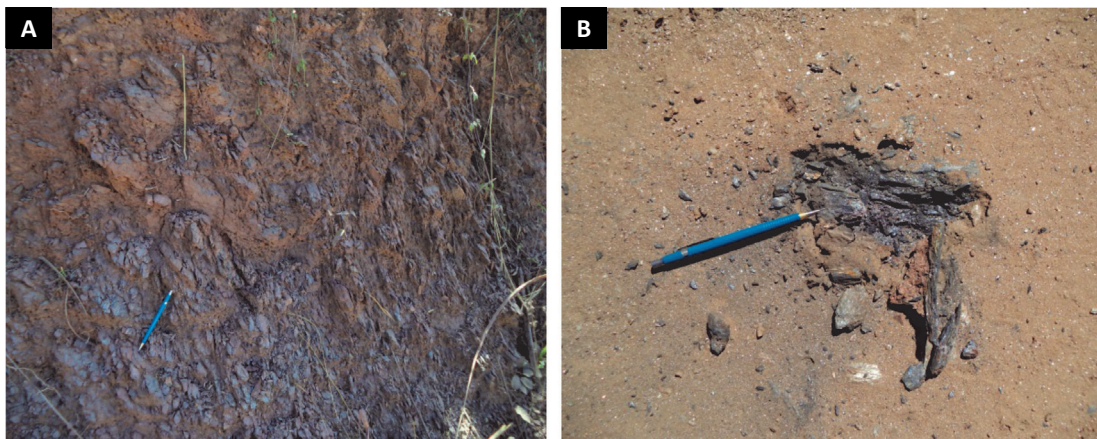


Figura 7.24 - Grafita-muscovita milonito da Formação Formosa do Piauí, afloramento (A) e o aspecto da rocha (B).



Figura 7.25 - Região do Araçá (PI) onde afloram os meta-argilitos com mineralizações de carbonato de cobre (malaquita) pertencente à Formação Porta do Araçá. Visão geral do afloramento superficial (A) e detalhes das rochas mineralizadas com cobre (B e C) (Sousa et al, 2017).

7.5.2. Quartzito

O quartzito encontrado na área de estudo está relacionado principalmente ao Grupo Rio Preto, que se destaca no relevo local formando cristas alinhadas, como da região de Parnaguá. O quartzito é utilizado na construção civil, sobretudo em calçamentos como pedra de revestimento, sendo a extração de forma rudimentar. A rocha apresenta coloração cinza clara a esbranquiçada e são maciços a foliados. (Sousa *et al.*, 2017) (Figura 7.26A e B).

7.5.3. Granito

De acordo com Sousa et al. (2017), há algumas pedreiras nas quais os granitoides do Complexo Cristalândia do Piauí, como do granitoide Mansidão, são explotados como pedra de talhe para a produção de pequenos blocos (paralelepípedo). A lavra é bastante rudimentar e informal, consistindo em uma fonte adicional de renda para parte da população rural. Os maiores consumidores da região são as prefeituras que utilizam o material para revestimento das vias.

Na pedreira da Fazenda dos Morros (PI) (Figura 7.27) foram explotados granitoides para a produção de brita,

visando atender a construção da Barragem Atalaia. Porém a construção da mesma foi paralisada e as atividades na pedreira suspensas.

7.5.4. Areia

As ocorrências de areia têm grande representatividade na área de trabalho, principalmente a leste das cidades Morro Cabeça no Tempo e Avelino Lopes (PI) associadas a leitos de rios temporariamente secos. São areias finas a médias, predominantemente quartzosas e usadas na construção civil pela população local (Figura 7.28A) (Sousa *et al.*, 2017).

7.5.5. Cascalhos e seixos

O cascalho ocorre com bastante frequência ao longo da área de estudo notadamente em depósitos de meia encosta de elevações ou acumulados em depressões. O material possui uma matriz de granulometria média a grossa, que engloba seixos de quartzo arredondados a subarredondados (Figura 7.28B). É utilizado na construção civil para revestimento de estradas e rodovias (Arcanjo & Braz Filho, 2001).

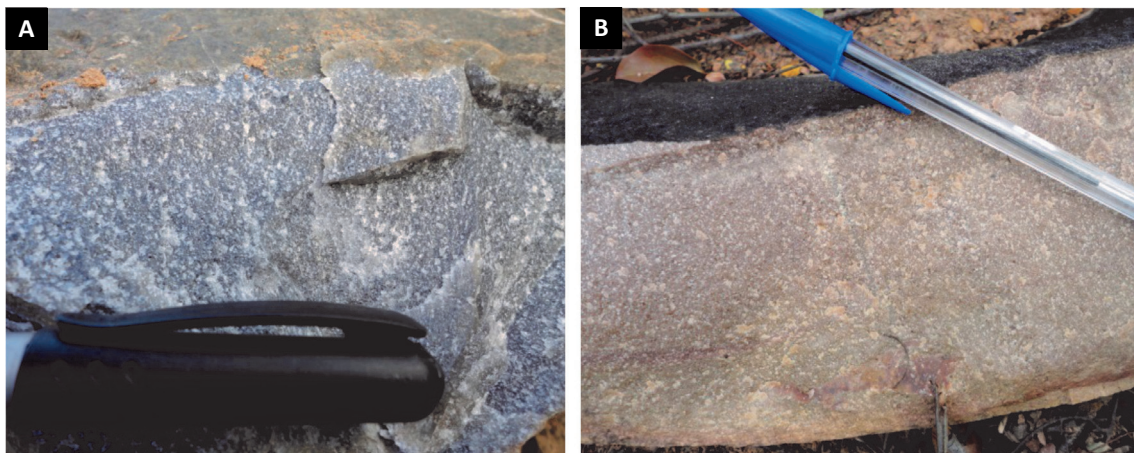


Figura 7.26 - Detalhe de rochas quartzíticas de cor cinza a avermelhadas extraídas informalmente para uso em pequenas construções e calçamentos de ruas (A e B), município de Parnaguá (PI) (Sousa et al, 2017).



Figura 7.27 - Pedreira de granitoide na Fazenda Morros.

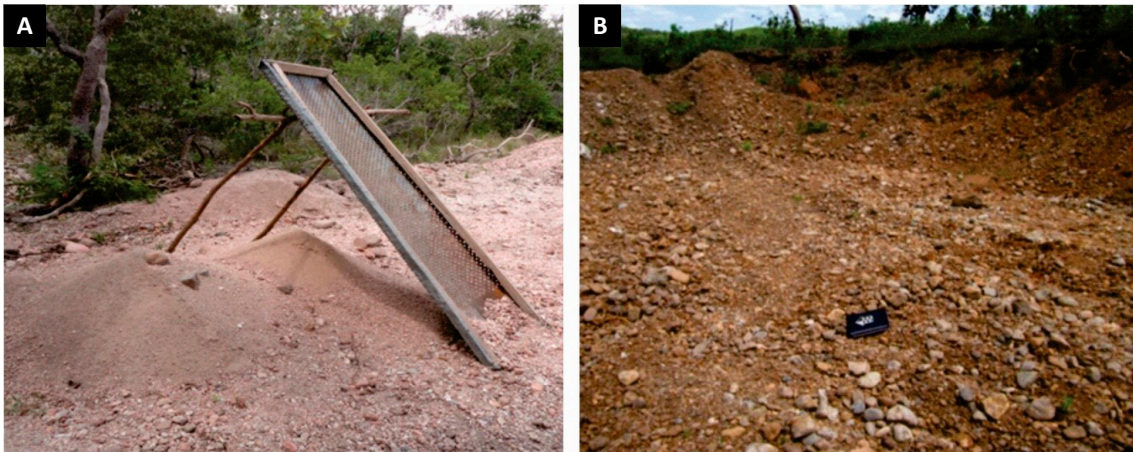


Figura 7.28 - (A) Local de extração de areia para construção civil local de maneira informal e rudimentar, município de Riacho Frio (PI) e (B) Cascalhos existentes nas coberturas neógenas (Sousa et al, 2017).

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Faixa Rio Preto ainda é uma das menos conhecidas entre as faixas móveis que bordejam o Cráton São Francisco. Ainda que sejam indispensáveis estudos futuros para melhor compreensão dessa faixa móvel, ao integrar os dados da bibliografia com os

novos dados gerados no decorrer do projeto, foi possível sugerir a reconstituição da coluna estratigráfica (Figura 8.1), sua evolução geológica e o ambiente de formação das unidades geológicas na sua abrangência.

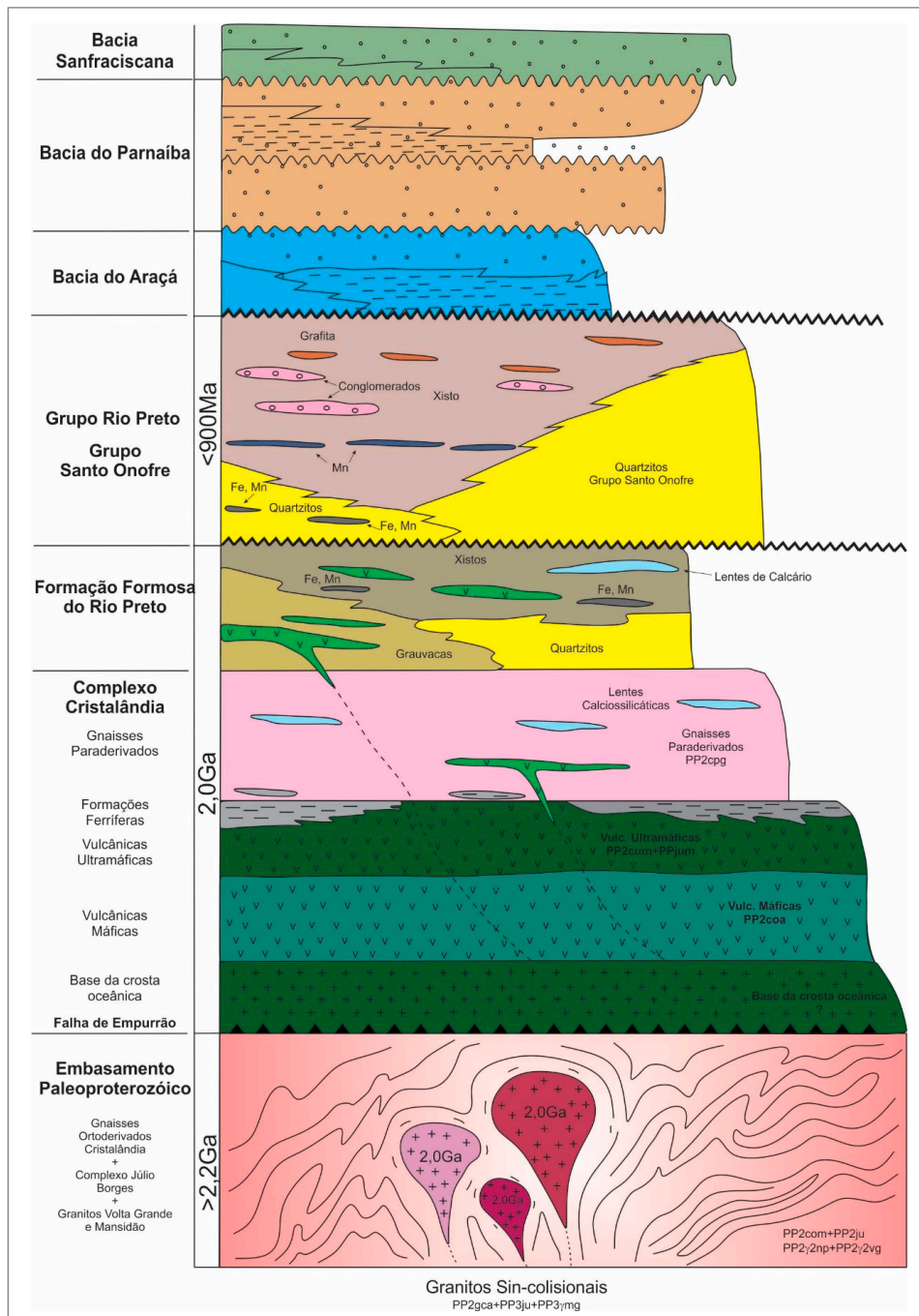


Figura 8.1 - Coluna estratigráfica reconstituída para o Faixa Rio Preto, segundo interpretação deste projeto.

8.1. EVOLUÇÃO PALEOPROTEROZOICA

A região é marcada pela presença de várias unidades paleoproterozoicas formadas no intervalo entre 2,20 e 1,90 Ga.

Aquino & Batista (2011) interpretam os ambientes para três unidades: Ortognaisse e Migmatitos (PP2com); e Granitoides Volta Grande (PP2g2vg) e Algodões (NP1g2a). As três primeiras são interpretadas como relacionadas a zonas de subducção em ambientes de arco vulcânico, enquanto a última seria relacionada a ambiente intraplaca, sendo classificada como de tipo A.

Caxito *et al.* (2014; 2015) indicam a presença de bacia de retro-arco desenvolvida no final da colisão riaciana-orosiriana, baseado em dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos de rochas metamáficas, integrados com dados de datações de zircões detríticos em metasedimentos. Essa bacia estaria relacionada à deposição dos sedimentos da Formação Formosa do Rio Preto e à formação das rochas máficas e ultramáficas observadas nas demais unidades paleoproterozoicas.

Aquino (no prelo) interpreta os ambientes para quatro unidades: Ortognaisse e Migmatitos (PP2com); Metatonalitos (PP2ju) e Granitoides Volta Grande (PP2g2vg) e Algodões (NP1g2a). As três primeiras são interpretadas como relacionadas a zonas de subducção em ambientes de arco vulcânico, enquanto a última seria relacionada a ambiente intraplaca, sendo classificada como de tipo A.

A partir do tratamento dos dados litogeoquímicos e petrográficos, integrados a dados de compilados de geocronologia, foi possível indicar um modelo para o desenvolvimento das rochas paleoproterozoicas (Figura 8.2).

Acredita-se que as rochas que formam o Domínio Cristalândia compõem um ambiente relacionado a um antigo arco colisional paleoproterozoico, associado à bacia de retro-arco de mesma idade (Figura 8.2).

O desenvolvimento da área deu-se pela evolução de um arco continental sobre crosta arqueana de idade 2,52 Ga, durante o intervalo entre o Riaciano e o Orosiriano. Na região de estudo esse arco é caracterizado pela geração dos granitoides, hoje metamórficos, das unidades do Complexo Cristalândia do Piauí (2,22 a 2,11 Ga; Aquino & Batista, 2011; Sousa *et al.*, 2017), Complexo

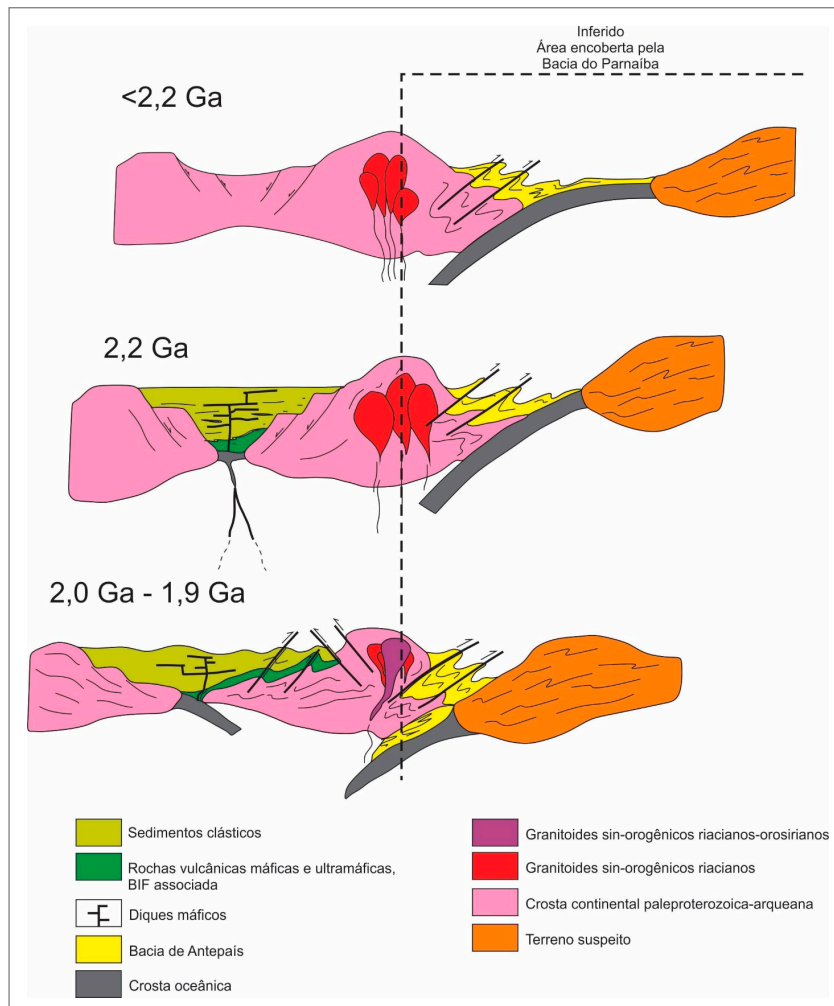


Figura 8.2 - Modelo de desenvolvimento para a colisão riaciana-orosiriana.

Júlio Borges (2,16 Ga; Sousa *et al.*, 2017), e Granitos Volta Grande (2,18 Ga; Aquino, no prelo) e Mansidão (2,11 Ga; Sousa *et al.*, 2017).

Segundo as classificações utilizadas, as rochas granitoides foram geradas em ambiente convergente de subducção, relacionadas a arcos vulcânicos, pré a sin-colisionais. Tal informação é corroborada pelas anomalias negativas em HFSE's (*high field strength elements* – elementos de forças de campos altos), notadamente nos elementos fósforo, titânio, tântalo e nióbio como descrito em Pearce (1982).

O arco continental provavelmente evoluiu para uma colisão continental que culminou na geração de magmatismo ácido na região, representado pelas unidades granitoides com idade aproximada a 2,00 Ga: Granitoides Mulungu (2,03 Ga; Aquino & Batista, 2011); Jacu (2,02 Ga; Sousa *et al.*, 2017), Caraíbas (2,09 Ga). A partir da interpretação dos dados de litogeoquímica foi possível classificar as rochas dessas unidades como sendo geradas em ambientes convergentes, relacionadas a arcos vulcânicos e puramente sin-colisionais.

A idade do auge da colisão é indicada pela idade de pico metamórfico obtida a partir de dados de geocronologia das unidades Complexo Cristalândia do Piauí (2,00 Ga; Sousa *et al.*, 2017) e Granito Mansidão, (2,00 Ga; Arcanjo & Brás Filho, 2001).

Relacionada ao arco continental, desenvolveu-se bacia de retro-arco, composta por sedimentos clásticos e químicos, com contribuição de rochas máficas/ultramáficas de idade superior a 2,00 Ga. As rochas sedimentares de origem química, representadas pelas formações ferríferas, estão diretamente relacionadas às rochas ultramáficas presentes na região, indicando provável ambiente de fundo oceânico. As rochas de origem clástica, representadas pelas unidades Paragnaisse (PP2cpg) e Formação Formosa do Rio Preto (PP3f), ocorrem tanto intercaladas às rochas químicas e ígneas, como formando corpos isolados expressivos.

A distinção entre as duas unidades metassedimentares de origem clástica se dá pela diferença de metamorfismo apresentado por suas rochas. Enquanto a unidade Paragnaisse (PP2cpg) atingiu a fácies granulito, a unidade Formação Formosa do Rio Preto (PP3f) tem pico metamórfico em fácies anfíbolito inferior. Isso pode ser relacionado à posição dos metassedimentos que formam as unidades durante a colisão riaciana-orosiriana em relação ao arco continental. A unidade Paragnaisse (PP2cpg) estaria provavelmente mais próxima ao centro da colisão do que a unidade Formação Formosa do Rio Preto (PP3f). Posteriormente, essas unidades foram aproximadas pelos eventos deformacionais relacionados à colisão brasileira.

Dessa forma, é possível fazer a analogia das rochas do Domínio Cristalândia com possível terreno TTG

(Tonalito-Thronjemitito-Granodiorito) associado à sequência metavulcanossedimentar composta por sedimentos clásticos, químicos e rochas máficas/ultramáficas, estas possivelmente de natureza vulcânica.

A principal mineralização associada ao Paleoproterozoico é a formação ferrífera bandada do Complexo Cristalândia do Piauí, sendo que três modelos foram propostos para a geração da mineralização.

O primeiro modelo sugere uma possível origem extrusiva em ambientes de fundo oceânico, na base da pilha sedimentar de uma proto-bacia dentro do Complexo Cristalândia do Piauí, levando em conta que as formações ferríferas somente ocorrem junto às rochas ultramáficas. O empecilho é essas rochas não apresentarem texturas do tipo *spinifex* preservadas, características de rochas extrusivas ultramáficas altamente magnesianas, como os komatiitos (Modelo 1; Figura 8.3).

O segundo modelo, por sua vez (Modelo 2; Figura 8.3), preconiza que essas rochas fossem parte de uma câmara magmática fracionada, sinorogênica à orogênese riaciana-orosiriana com as formações ferríferas ocupando o teto da câmara magmática, formando um anteparo.

O último modelo (Modelo 3; Figura 8.3), o menos provável, correlacionaria as formações ferríferas bandadas e ultramáficas a fragmentos de manto e crosta oceânica, empurrados sobre as demais rochas do complexo, durante a orogênese riaciana-orosiriana, ou mesmo a Brasileira, sendo as formações ferríferas constituintes da porção basal da pilha sedimentar da proto-bacia.

Por fim, é importante salientar, que as formações ferríferas foram afetadas por dois eventos orogênicos, que as deformaram e que pode ter gerado mudança das concentrações dos minerais de minério.

A ocorrência de grafita relacionada a Formação Formosa do Rio Preto tem sua origem provável pela existência de níveis ricos em matéria orgânica, os quais deformados e metamorizados pelas colisões Brasileira e Riacciana-Orosiriana. Esse metamorfismo foi responsável pela transformação da matéria orgânica em grafita.

8.2. GRUPOS RIO PRETO E SANTO ONOFRE

Os grupos Rio Preto e Santo Onofre representam sequências metassedimentares que se depositaram durante o Neoproterozoico e que teriam se desenvolvido em ambientes extensionais sobre Cráton São Francisco (Schobbenhaus, 1996; Uhlein *et al.*, 2004; Sial *et al.*, 2009). Egydio-Silva (1987) associou a sequência de metassedimentos do Grupo Rio Preto a uma deposição numa bacia do tipo rifte (Figura 8.4A).

Sousa *et al.* (2017) atribuíram ao Grupo Santo Onofre uma idade máxima de deposição de 828 Ma baseado em datações U-Pb em zircões detríticos. Egydio-Silva (1987), por sua vez, datou em 840 Ma uma soleira interestratil

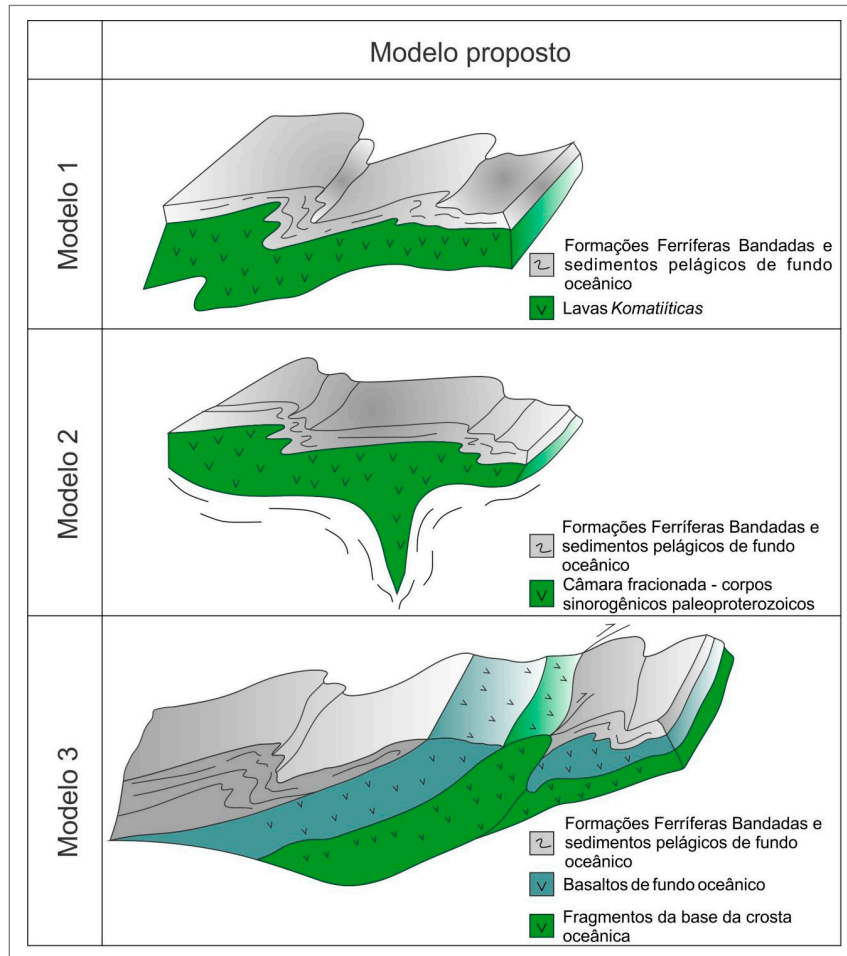


Figura 8.3 - Suposições a cerca da origem do ultramafitos e formações ferríferas do Complexo Cristalândia do Piauí.

no Grupo Rio Preto pelo método K-Ar, atribuindo esta idade como sendo de deposição. Considerando os erros dos métodos geocronológicos, pode-se concluir que, provavelmente, os sedimentos pertinentes aos dois grupos foram depositados na mesma época (Neoproterozoico). Egydio-Silva (1987) ainda sugeriu que a sedimentação do Grupo Rio Preto provavelmente se deu num ambiente marinho profundo relacionado a um rifte ou semi-gráben.

Nesses grupos ocorrem associações de metassedimentos químicos de manganês e ferro, gonditos, turmalina quartzitos e xistos grafitosos sulfetados. De acordo com os dados de litogeoquímica e considerando essa associação de rochas é plausível admitir que esses metassedimentos possam ter se formado num contexto de ambiente exalativo.

Alguns autores relacionam a deposição de manganês e ferro a eventos de glaciação, que ocorreram no Neoproterozoico, e que teriam alterado as características de pH-Eh dos oceanos e proporcionado a precipitação de ferro e manganês, condições essas não encontradas no Mesoproterozoico (Maynard *et al.*, 2010; Urban *et al.*, 1992; Trompette *et al.*, 1998; Wade & Hagemann, 2007). Dessa forma pode-se inferir que o Grupo Rio Preto teria sido depositado durante o Neoproterozoico e não entre

o Mesoproterozoico e o Neoproterozoico como descrito por Egydio-Silva (1987), Arcanjo *et al.* (2001), Aquino & Batista (2011), Aquino (no prelo) e Sousa *et al.* (2017).

No caso, a formação de uma crosta de gelo sobre a superfície do mar poderia ao longo do tempo tornar o ambiente marinho mais anóxico, isolando a lâmina de água da atmosfera oxidante e proporcionando a acumulação de cátions Mn^{2+} e Fe^{2+} em solução. O fim da glaciação traria o aporte de águas mais oxigenadas que resultariam na deposição de óxidos de ferro e manganês (Figura 8.5).

De fato, o Neoproterozoico representa uma importante época metalogênica em que se formaram vários depósitos em todo o mundo, como por exemplo, o de Urucum no Brasil e o de Mutum na Bolívia, que juntos correspondem a 91% da reserva mundial de manganês depositado no Neoproterozoico (Maynard *et al.*, 2010).

Uma evidência dessa glaciação pode ser encontrada na Formação Canabrinha, unidade cronocorrelata ao Grupo Rio Preto, localizada ao sul da área. Caxito *et al.* (2012b), por meio da composição isotópica do carbono de carbonatos, observa a presença de clastos de carbonatos pré-glaciais em diamictitos relacionados a turbiditos marinhos profundos gerados na fase inter-glacial.

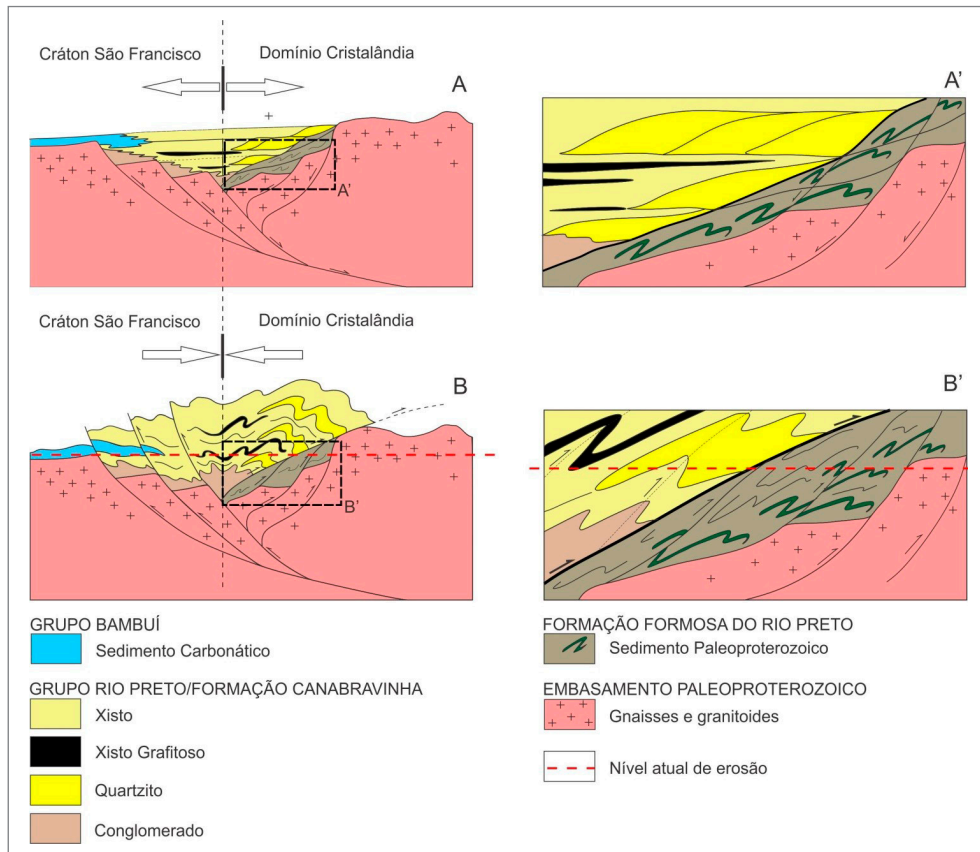


Figura 8.4 - Modelo de desenvolvimento para a colisão Brasileira da região entre Santa Rita de Cássia (BA) e Corrente (PI).

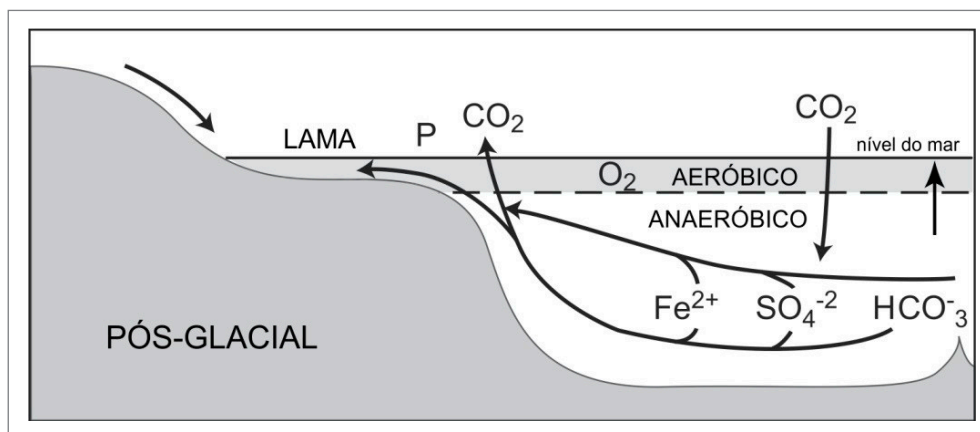


Figura 8.5 - Modelo para deposição de pirita em folhelhos negros relacionado a glaciações no Neoproterozoico. Nesse modelo, ferro e enxofre reduzidos e dissolvidos numa porção mais profunda e redutora podem ser movidos para uma região mais oxidante, onde formam pirita que deposita juntamente com o sedimento fino (traduzida de Gorjan et al., 2000).

Parte das rochas dos grupos Rio Preto e Santo Onofre apresenta teores elevados de bário, em alguns casos superiores a 20.000 ppm. Altos teores de bário são relacionados à alta produtividade de matéria orgânica em águas superficiais, devido ao fato de Ba^{2+} ser incorporado durante a deposição de matéria orgânica, o que sugere uma correlação entre bário e carbono (Dymond *et al.*, 1992). Esse fator poderia explicar a relação de bário

com a deposição de matéria orgânica e manganês em ambiente marinho profundo (Jewelland & Stallard, 1991, Maynard *et al.*, 2010).

Segundo Liu (1988, 1990), as formações manganíferas em depósitos de manganês, relacionados às glaciações do Neoproterozoico, ocorrem comumente em folhelhos negros com pirita. Nesse cenário, cátions residuais de Fe^{2+} , presentes na água do oceano,

reagiriam com SO_4^{2-} proporcionando a precipitação de pirita (FeS_2). É provável que esse tipo de rocha seja o protolito dos xistos grafitosos com pirita que ocorrem Grupo Rio Preto.

Esse litotipo poderia representar um aumento do nível eustático e o máximo de afogamento da bacia. A intercalação de mais de um nível grafitico com sedimentos psamíticos e químicos poderia representar as instâncias geoambientais geradas da movimentação tectônica. Essa movimentação poderia gerar variações na profundidade do nível do mar e um maior aporte de sedimentação terrígena, como retornar à atividade vulcânica responsável por repor as quantidades de Fe^{2+} e Mn^{2+} dissolvido. Liu *et al.*, 2006 também descreveram que essa alternância de camadas também pode ser uma evidência de que ao invés de apenas um ciclo de glaciação houve mais de um ciclo deste tipo no neoproterozoico.

A ausência de rochas vulcânicas pode ser justificada pelo fato de que os metassedimentos dos grupos Rio Preto e Santo Onofre podem ter depositado numa porção mais distal da bacia em relação às fumarolas, algo que já foi descrito em outros locais do mundo como, por exemplo, nos depósitos de Kalahari, Úrkút e Urucum (Cornell & Schutte, 1995, Beukes & Gutzmer 1996, Lantos *et al.*, 2003, Wade & Hagemann, 2007, Maynard *et al.*, 2010). Maynard *et al.* observam que geralmente a deposição de manganês e ferro no neoproterozoico é mais comum em bacias de rifte mais restritas, justamente o caso das bacias do Rio Preto e Santo Onofre, do que em grandes bacias de margens passivas.

Por fim, as bacias neoproterozoicas cessam sua deposição como consequência à colisão Brasiliana, que deformou os sedimentos e inverteu a bacia formando uma grande estrutura de tipo flor positiva (Figura 8.4 B).

As mineralizações principais associadas aos grupos Rio Preto e Santo Onofre são: manganês, grafita, ferro, titânio e mármore dolomítico.

As ocorrências de manganês e ferro são associadas a lentes de formações ferromanganesíferas depositadas em períodos inter-glaciais e metamorfizado durante a colisão Brasiliana em gonditos e formações ferríferas bandadas. Ocorreram ainda durante o evento deformacional a remobilização e reconcentração desses elementos.

As ocorrências de grafita são associadas a níveis ou camadas de rochas ricas em matéria orgânica que depositaram durante as formações das bacias. O evento Brasiliano funcionou como um catalizador dessa mineralização, transformando por metamorfismo a matéria orgânica em grafita.

A ocorrência de mármore dolomítico é associada a uma lente de calcário depositada na bacia do Rio Preto e metamorfizada na colisão Brasiliana.

As ocorrências de titânio são associadas aos veios formados durante o evento Brasiliano. A ocorrência de minerais de titânio é conhecida como sendo disseminada nas rochas do Grupo do Rio Preto. No entanto, a fonte do titânio para essas rochas é desconhecida.

8.3. RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Nos complexos Cristalândia do Piauí e Júlio Borges é recomendado um estudo detalhado (petrologia, geoquímica e geocronologia) das rochas granitoides com o intuito de separar os diferentes corpos existentes.

Para o Grupo Rio Preto recomenda-se a definição de suas possíveis formações para o melhor entendimento da evolução da bacia, bem como do entendimento da geração de suas mineralizações.

Datação geocronológica é recomendada para o Corpo Serra do Meio para o melhor posicionamento dessa unidade no desenvolvimento da história geológica da área.

Recomenda-se um estudo estrutural e estratigráfico da Bacia do Araçá para definição de como desenvolveu a bacia e a mineralização de cobre associada.

REFERÊNCIAS

- AITCHISON, J.. **The Statistical Analysis of Compositional Data**. London: Chapman and Hall, 1986.
- Alkmim, F. F. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: MANTESSO-NETO *et al.* (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Becca, 2004. p. 17-35.
- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research**, v. 90, p. 29-58, 1998.
- ALMEIDA, F. F. M. Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozoicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (Org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 43-58.
- ANDRADE, F.A.R., KONZEN, L.. **Levantamentos aerogeofísicos para identificação de áreas com ocorrência potencial de petróleo e gás na Bacia do Parnaíba**. Convênio Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis e Universidade de São Paulo, 2006, 186p.
- ANDRADE FILHO, E. L.; NEVES, J. P.; GUIMARÃES, J. T. (Org.). **Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil - Escala 1:250.000, folhas Santa Rita de Cássia (SC.23-Z-C) e Formosa do Rio Preto (SC.23-Y-D)**. Brasília: SME/CPRM, 1994.
- AQUINO, M.R. **Curimatá - Folha SC.23-Z-A-II: estado do Piauí**. Carta Geológica. Teresina: CPRM, 2014, 1 mapa, color, 91,04 x 65,84 cm. Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil - PGB.
- AQUINO, M. R. **Programa Geologia do Brasil: Geologia e Recursos Minerais da Folha Curimatá (SC.23-Z-A-II): texto explicativo**. CPRM. No prelo.
- AQUINO, M. R.; BATISTA, I. H. **Programa Geologia do Brasil: Geologia e Recursos Minerais da Folha Avelino Lopes (SC.23-Z-A-III): texto explicativo**. Teresina: CPRM, 2011.
- Arcanjo, J. B. A.; Braz Filho, P. A. (Ed). **Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: nota explicativa – Escala 1:250.000, folhas Curimatá (SC.23-Z-A), Corrente (SC.23-Y-B-Parcial) e Xique-Xique (SC.23-Z-B-Parcial)**. Brasília: CPRM, 2001.
- Arcanjo, J. B. A.; Braz Filho, P. A. (Ed). **Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: nota explicativa – Escala 1:250.000, folhas Curimatá (SC.23-Z-A), Corrente (SC.23-Y-B-Parcial) e Xique-Xique (SC.23-Z-B-Parcial)**. Brasília: CPRM, 1999.
- 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: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. p. 67-90.
- BARANOV, V.; NAUDY, H.. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole (airborne). **Geophysics**, v. 29, p. 67-79, 1964.
- BARBOSA, J. S. F. **O manganês do oeste da Bahia**. 1982. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1982.
- BARBOSA, O.; BATISTA, M. B. **Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco: relatório de fotointerpretação preliminar. Fase II**. Petrópolis: PROSPEC, 1971.
- BARROS, A. C. P. **Cabeça no Tempo - Folha SC.23-X-C-VI: estados do Piauí e Bahia**. Carta Geológica. Teresina: CPRM, 2017a, 1 mapa, color, 91,04 x 65,84 cm. Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil - PGB.
- BARROS, R. A. **Cristalândia do Piauí - Folha SC.23-Y-B-VI: estados do Piauí e Bahia**. Carta Geológica. Teresina: CPRM, 2017b, 1 mapa, color, 91,04 x 65,84 cm. Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil - PGB.
- BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, p. 43-55, 1985.
- BEUKES, N. J.; GUTZMER, J. A volcanic-exhalative origin for the world's largest (Kalahari) manganese field, a discussion of the paper by D. H. Cornell and S. S. Schütte. **Mineralium Deposita**, v. 31, p. 242-245, 1996.
- BIZZI, L. A. *et al.* **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. Brasília: CPRM, 2003.
- BONATTI, E., T. KRAEMER, H. RYDELL. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits. In: Horn, D. (Ed.), **Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor: International Decade of Ocean Exploration. National Science Foundation**, Washington, DC, p. 149-166, 1972.
- BRIGGS, I. C.. Machine contouring using minimum curvature. **Geophysics**, v. 39, n. 1, p. 39-48, 1974.

- BRITO NEVES, B. B. The Cambro-Ordovician of the Borborema Province. **Boletim IG**, São Paulo, v. 29, p. 175-193, 1999. (Série Científica).
- BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: CORDANI, U. G. *et al.* (Ed.). **Tectonic Evolution of South América**. 31st International Geological Congress, p. 151 – 182, 2000.
- 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, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 283-294, 1997.
- CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil**. 1984. Tese (Doutorado) - University of California, Santa Barbara, 1984.
- CAPUTO, M. V.; LIMA, E. C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande - Bacia do Parnaíba. In: CONOR. BRAS. GEOL., 33., 1984, Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 2, p. 740-753.
- CARRANZA, E.J.M.. **Geochemical Anomaly and Mineral Prospectivity Mapping in GIS. Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 2009.
- 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.
- CARVALHO JUNIOR, O. A. de *et al.* Análise de dados hiperespectrais em mina de manganês laterítico, São João da Aliança (GO). **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, n. 2, p. 199-212, 2007.
- CARTA estratigráfica da bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás** (adaptado por Vaz *et al.* 2007).
- CAXITO, F. A. **Evolução tectônica da Faixa Rio Preto, Noroeste da Bahia / sul do Piauí**. 2010. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2010.
- 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. *et al.* Geochemical, detrital zircon (U-Pb) and Sm-Nd isotopic insights into the sedimentary provenance of the Rio Preto Fold Belt, Northeastern Brazil. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 3., 2011, Rio de Janeiro. **Abstracts...** Rio de Janeiro, v. 14, 2011.
- CAXITO, F. A. *et al.* Depositional systems and stratigraphic review proposal of the Rio Preto fold belt, northwestern Bahia/southern Piauí. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, n. 3, p. 523-538, 2012a.
- CAXITO, F. A. *et al.* Marinoan glaciation in east central Brazil. **Precambrian Research**, v. 200, p. 38-58, 2012b.
- CAXITO, F. A. *et al.* Detrital zircon (U-Pb) and Sm-Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: The case of the Rio Preto fold belt on the northwest São Francisco craton margin, NE Brazil. **Gondwana Research**, 26, Rio de Janeiro, v. 2, p. 741-754, 2014.
- CAXITO, F. A. *et al.* Orosirian (ca. 1.96 Ga) mafic crust of the northwestern São Francisco Craton margin: Petrography, geochemistry and geochronology of amphibolites from the Rio Preto fold belt basement, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 59, p. 95-11, 2015.
- CENSO demográfico 2010. Características da população e dos domicílios: resultados do universo. Rio de Janeiro: IBGE, 2010. Disponível em: <<http://cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?codmun=221100>>. Acesso em: maio 2017.
- CLARK, R. N., *et al.* USGS digital spectral library splib06a. **U.S. Geological Survey Data Series 231**, 2007. Disponível em: <<https://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06/>> Acesso em: junho de 2017.
- CHIARINI, M.F.N., *et al.* **Proposição de métodos de representação e de interpretações de aerogamaespectrometria e aeromagnetometria**, CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Relatório interno, 2013.
- CONCEIÇÃO, H. **Petrologie du massif syenitique d'Itiuba: contribution a l'e tude mine'ralogique des roches alcalines dans l'Etat de Bahia (Bresil)**. 1990. Tese (Doutorado) - Universite Paris-Sud, 1990.
- 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.
- CORNELL, D. H.; SCHUTTE, S. S. A volcanic-exhalative origin for the world's largest (Kalahari) manganese field. **Mineralium Deposita**, v. 30, p. 146-151, 1995.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto Aerogeofísico Cristalândia do Piauí: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos**. Rio de Janeiro: Lasa Engenharia e Prospecção, 2009. v. 1.
- CROSS, W. *et al.* **Quantitative Classification of Igneous Rocks**. Chicago: University of Chicago, 1903.
- CUNHA, F. M. B. da. **Evolução Paleozoica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço Tectônico**. 1986. Tese (Mestrado) - UFRJ, 1986.
- DAMASCENO, E. C. **Disponibilidade, suprimento e demanda de minérios para metalurgia**. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, 2007. (Série Estudos e Documentos; 69)

- DAVIS, J. C. **Statistical and data analysis in geology**. 2. ed. New York: John Willey & Sons, 1986.
- DELLA FÁVERA, J. C. Devonian storm and tide-dominated shelf deposits, Parnaíba Basin, Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 66, p. 562, 1982.
- DELLA FÁVERA, J. C. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba**. 1990. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.
- DERBY, O. A. **Estrutura geológica e minerais: a geographia física do Brasil**. Rio de Janeiro: G. Lenzinger, 1884.
- DOMINGUES, A. J. Contribuição à geologia da região centro-ocidental da Bahia. **Revista Brasileira de Geografia**, p. 57-82, jan-mar 1947.
- DUCART, D. F. *et al.* Mapping iron oxides with Landsat-8/OLI and EO-1/Hyperion imagery from the Serra Norte iron deposits in the Carajás Mineral Province. Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v.46, n.3, p.331-349, 2016.
- DYMOND, J.; SUESS, E.; LYLE, M. Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity. **Paleoceanography**, v. 7, p. 163-181, 1992.
- EGYDIO-SILVA, M. **O sistema de dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton São Francisco**. 1987. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.
- EGYDIO-SILVA, M.; KARMANN, I.; TROMPETTE, R. R. Litoestratigrafia do Supergrupo Espinhaço e Grupo Bambuí no noroeste do estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, n. 2, p. 101-112, 1989.
- 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, E. L. **Análise Estratigráfica da Sequência Devoniana aflorante na Bacia do Parnaíba entre as cidades de Picos e Oeiras (PI)**. 1990. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, 1990. 175 p.
- GEOSOFT. **Montaj MAGMAP Filtering. Technical Documentation**. Tutorial. Canadá. 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.
- GÓES, A. M. **A Formação Poti (carbonífero superior) da Bacia do Parnaíba**. 1995. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- GÓES, A. M. de O.; TRAVASSOS, W. A. S.; NUNES, K. C. Projeto Parnaíba, reavaliação da bacia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. **Boletim...** Belém, SBG, 1994. p.11-14.
- GÓES, A. M. O; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **B. de Geoci. da Petrobrás**, v. 8, n. 1, p. 57-67, jan.-mar. 1994.
- GONÇALVES DIAS, T.; MENDES, M. C. O. **Geologia da Faixa Rio Preto entre Formosa do Rio Preto e Malhadinha, Bahia**. 2008. (Trabalho de Graduação) – UFMG, Belo Horizonte, 2008.
- GORTON, M. P.; SCHANDL, E. S. From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. **The Canadian Mineralogist**, v. 38, p. 1065-1073, 2000.
- GREEN, J. Geochemical table of the elements for 1959. **Geol. Soc. Am. Bull.** v. 70, p. 1127-1184, 1959.
- GRUNSKY, E.C.. The interpretation of geochemical survey data. **Geochemistry Exploration and Environmental Analysis**. V.10, p.27-74, 2010.
- GUIMARÃES, J. T. Proposta de revisão estratigráficas e correlação do Supergrupo Espinhaço nas regiões da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional – Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBG, 2008. p. 102.
- GUIMARÃES, P. V. **Contexto geológico-geotectônico da faixa manganésifera-grafitosa localizada entre Itaperuna (RJ) e Volta Grande (MG)**. 2011. Dissertação (Mestrado) – UERJ, Rio de Janeiro, 2011.
- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M. P.; RIES, A. C. (Ed). **Collision Tectonics**. Oxford: Geological Society, 1986. (Geological Society Special Publication; 19).
- HARTMANN, L. A.; DELGADO, I. M. Cratons and orogenic belts of the Brazilian Shield and their contained gold deposits. **Mineralium Deposita**, v. 36, p. 207-217, 2001.
- IAEA, INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. **Guidelines for radioelement using gamma ray spectrometry data**. Viena: IAEA, 2003, 173p.
- INDA, H. A. V.; BARBOSA, J. F. **Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia**, escala 1:1.000.000. Salvador: SME/CPM, 1978.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa de unidades de relevo do Brasil**, escala 1: 5.000.000. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2006.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009. (Manuais Técnicos em Geociências; 5).
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Atlas do desenvolvimento humano do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 2010.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico da vegetação brasileira**. 2. ed rev. e ampl. Rio de Janeiro: IBGE, 2012.

- IRVINE, T. M.; BARAGAR, W. R. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548, 1971.
- JANOUSEK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, v. 47, n. 6, p. 1255-1259, 2006.
- JARDIM DE SÁ, E. F.; HACKSPACHER, P. C. Reconhecimento estrutural na borda nordeste do cráton do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. v. 5, p. 1719-1731.
- JENSEN, L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. **Ontario Division of Mines**, Miscellaneous Paper 66, p. 1-21, 1976.
- JEWELL, P. W.; STALLARD, R. F. Geochemistry and paleoceanographic setting of central Nevada bedded barites. **Journal of Geology**, v. 99, p. 151-170, 1991.
- KEGEL, W. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. **Boletim da DGM**, Rio de Janeiro, v. 141, p. 1-41, 1953.
- KLEMMER, H. D. Petroleum basins – classification and characteristics. **Journal of Petroleum Geology**, v. 3, p. 187-207, 1980.
- LANTOS, Z. *et al.* On the role of remote magmatic source and intrabasinal redeposition in the genesis of the Toarcian Úrkút manganese ore, Hungary. **Acta Geologica Hungarica**, v. 46, p. 321-340, 2003.
- 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. **Projeto aerogeofísico Cristalândia do Piauí: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos**. Rio de Janeiro: LASA Engenharia e Prospecções; Prospectores Aerolevantamentos e Sistemas, 2009, 1v. Programa Geologia do Brasil (PGB).
- LE BAS, M. J. *et al.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, v. 27p. 745-750, 1986.
- LE MAITRE, R.W.. **Numerical Petrology**. Amsterdam: Elsevier, 1982.
- LEITE, C. M. M. *et al.* **Projeto Remanso, fase I: relatório final**. Salvador: CBPM, 1987.
- LEITE, C. M. M. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Escala 1:100.000: Campo Alegre de Lourdes, Folha SC 23-X-D-IV; Peixe, Folha SC 23-X-D-I**. Brasília: CPRM, 1997.
- LEITE, C. M.; CONCEIÇÃO, H.; CRUZ, M. J. Plutonismo hipercalino supersaturado da Província de Campo Alegre de Lourdes: evolução mineraloquímica e suas implicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3., 1991, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1991. v. 2. p. 717-721.
- LEITE, C. M.; FRÓES, R. J. B. Características petroquímicas do granito alcalino Serra do Meio (Campo Alegre de Lourdes-Estado da Bahia). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2., 1989, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1989. v. 2. p. 157-161.
- LIMA, E. de A. M.; LEITE, J. F. **Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética: relatório final da etapa III: texto**. Recife: CPRM, 1978. 16 v.
- LISBOA, M. A. R. The Permian geology of Northern Brazil. **American Journal of Sciences**, v. 177, p. 425-442, 1914.
- LIU, T.-B. C-S relationships in shales hosting manganese ores from Mexico, China, and Newfoundland; implications for depositional environment and mineralization. **Ore Geology Reviews**, v. 5, p. 325-340, 1990.
- LIU, T.-B. **C-S-Fe correlation of shales hosting sedimentary manganese deposits**. 1988. Dissertation (Ph.D.) - University of Cincinnati, Cincinnati, 1988.
- LIU, T.-B.; MAYNARD, J. B.; ALTEN, J. Superheavy S isotopes from glacier-associated sediments of the Neoproterozoic of south China: Oceanic anoxia or sulfate limitation? In: KESLER, S. E.; OHMOTO, H. (Ed). **Evolution of early earth's atmosphere, hydrosphere and biosphere—constraints from ore deposits**. Geological Society of America, 2006. (Memoir; 198). p. 205-222.
- LOCZY, L.; LADEIRA, E. **Geologia estrutural e introdução à geotectônica**. 1 ed. São Paulo: Edgar Blucher, 1976.
- LOUREIRO, H. S. C. *et al.* **Projeto Barra - Oliveira dos Brejinhos: relatório final**. Salvador: CPRM; CBPM, 2008.
- MAFRA, L.C.A.M., TORRERO, A.M., MATOS, V.M.S.. **Relatório de caracterização mineral por Difractometria de Raios-X**. LAMIN, 2017
- MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. Tectonic discriminations of granitoids. **Geol Soc Amer Bull**, v. 101, p. 635-643, 1989.
- MANLY, B.F.J. **Multivariate Statistical Methods: A Primer**. London: Chapman; Hall, 1986.
- MAPA de unidades de relevo do Brasil. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2006. Escala 1: 5000 000. Projeção poligônica.
- MAYNARD, J. B. Iron: Syngenetic deposition controlled by the evolving ocean-atmosphere system. In: FORCE, E.; EIDEL, J. J.; MAYNARD, J. B. (Ed.). **Sedimentary and diagenetic mineral deposits: A basin analysis approach to exploration**. El Paso: Society of Economic Geologists; Reviews in Economic Geology, 1999. v. 5, p. 4-45.
- MAYNARD, J. B. The chemistry of manganese ores through time: a signal of increasing diversity of earth-surface environments. **Economic Geology**, v. 105, n. 3, p. 535-552, 2010.

- MCDONOUGH, W.; SUN, S. S. The composition of the Earth. **Chemical Geology**, v. 120, p. 223-253, 1995.
- MENDES, D. **Relatório Técnico: Análise de Espectroscopia de Reflectância em amostras de solo do Projeto “Mapa Geoquímico-Geomorfológico para Manganês no Grupo Rio Preto” e Processamento de Imagens Landsat 8 – OLI**. DISEGE, 2017.
- 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 REGO, L. F. Reconhecimento geológico da parte ocidental do Estado da Bahia. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico**, Rio de Janeiro, v. 13, p. 33-54, 1926.
- MOTTA, A.C *et al.* Feições gravimétricas e magnéticas do Cráton São Francisco. In: SIMPÓSIO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 2, 1981, Salvador. **Anais...**, Salvador SBG/CPRM, 1981, p. 17-33.
- 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.
- NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochim Cosmochim Acta**, v. 38, p. 757-775, 1974.
- NASCIMENTO, S. A. de M.; TEIXEIRA, L. R. **Mapa Pedoquímico do Estado da Bahia**. Escala 1:1.000.000. Texto explicativo. Salvador: SME/SGM, 1986.
- NUNES, K. C. Interpretação Integrada da Bacia do Parnaíba com Ênfase nos Dados Aeromagnéticos. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBGF, 1993. p. 152-157.
- OLIVEIRA, R. G. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e sua margem continental (Nordeste do Brasil)**. 2008. Tese (Doutorado), UFRN, Natal, 400 p.
- OLIVEIRA-FILHO, A. T.; RATTER, J. A. A study of the origin of Central Brazilian forests by the analysis of plant species distribution patterns. **Edinburgh Journal of Botany**, v. 52, p. 141-194, 1995.
- 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.
- PEARCE, J. A. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In: WYMAN, D. A. (Ed). **Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration**. [Vancouver]: Geological Association of Canada, 1996. (Short Course Notes; 12). p. 79-113.
- PEARCE, J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R. S. (Ed.). **Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks**. Chichester: John Wiley, 1982. p. 525-548.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 956-983, 1984.
- PEARCE, J.; CANN, J. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks determined using Trace Element Analyses. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 19, n. 2, p. 290-300, 1973.
- 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.
- PLÁ CID, J. *et al.* Paleoproterozoic Anorogenic and Lateorogenic Alkaline Granitic Magmatism from Northeast Brazil. **Precambrian Research**, v. 104, p. 47-75, 2000.
- PLÁ CID, J. **Granitogênese Alcalina de Campo Alegre de Lourdes (Norte da Bahia): Petrografia, mineraloquímica e geoquímica**. 1994. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1994.
- PLÁ CID, J.; CONCEIÇÃO, H. Magmatismo granítico alvalino na faixa de dobramento Riacho do Pontal, Divisa Bahia-Piauí. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., 1993, Natal. **Anais...** Natal: SBG; INPE, 1993. p. 90-92.
- PLUMMER, F. B. **Bacia do Parnaíba**. Rio de Janeiro: Conselho Nacional de Petróleo, 1948. p. 87-143. Relatório de 1946.
- PORCHER, C. A. **Geologia das Quadrículas fupuiara e Oliveira dos Brejinhos, Bahia**. Recife: SUDENE, 1970. Relatório Interno.
- LUDWIG, K.R. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, 2003.
- 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 2005 b**, v.5; p311-323.
- REIMANN, C., FILZMOSER, P., GARRETT, R.G., DUTTER, R.. **Statistical Data Analysis Explained**. Chichester, England: John Wiley & Sons Ltd., 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.
- ROEST, W.R., VERHOEF, J., PILKINGTON, M.. Magnetic interpretation using the 3D analytical signal: *Geophysics*, v. 57, n. 1, p. 116-125, 1992.
- RODRIGUES, R. **Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba: geologia do sudoeste de Carolina**. Belém: Petrobrás/Renor, 1967. Relatório Técnico.

- SANGLARD, J. C. D. *et al.* Estratigrafia e sistemas deposicionais da Faixa Rio Preto. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44. 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBG, 2008. p. 14.
- SANTOS, A. R.; MENESES, P. R., SANTOS, U. P. **Sensoriamento remoto aplicado ao mapeamento geológico regional – Folha Rio São Francisco.** 1977. Dissertação (Mestrado) - INPE, São José dos Campos, 1977.
- SCHANDL, E. S.; GORTON, M. P. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. **Economic Geology**, v. 97, p. 629-642, 2002.
- SCHOBENHAUS, C. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia: Revisão e novas propostas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n. 4, p. 265–276, 1996.
- SIAL, A. N. *et al.* The São Francisco Palaeocontinent. In: GAUCHER, C. *et al.* (Ed.). **Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana.** Developments in Precambrian Geology, 16, Elsevier, pp. 31–69. 2009.
- SMALL, H. L. **Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará.** Rio de Janeiro: Inspectoria de Obras Contra as Secas, 1914. (Serie Geológica; 32).
- SOUSA, F. R.; FREITAS, M. S.; VIRGENS NETO, J. **Programa Geologia do Brasil: Geologia e Recursos Minerais das Folhas Parnaíba, Rio Paraim e Mansidão:** texto explicativo. CPRM. 2017.
- SOUZA, J. D. de. *et al.* **Projeto Colômbia. Geologia da Região do Médio São Francisco:** relatório final. Salvador: CPRM, 1979. 10 v.
- SPEAR, F. S.; KOHN, M. J.; CHENEY, J. T. P-T paths from anatectic pelites, **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 134, p. 17-32, 1999.
- SPEARMAN, C.E.. “General intelligence” objectively determined and measured. **Am. J. Psychol.** v.15, p. 201-293, 1904.
- SPECTOR, A., E GRANT, F. S.. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics**, v. 35, n. 2, p. 293–302, 1970.
- STRECKEISEN, A. Classification and nomenclature of plutonic rocks. **Geologische Rundschau**, v. 63, p. 773-786, 1974.
- TAKENAKA, L. B.; RODRIGUES, J. B. **Relatório analítico Projeto NW do CSF – Rio Preto.** DIGEOD, 2017.
- TAYLOR, S. R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 28, p. 1273-1286, 1964.
- TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa.** Rotterdam: Balkema, 1994.
- TROMPETTE, R.; ALVARENGA, C. J. S. de; WALDE, D. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 11, p. 587-597, 1998.
- UHLEIN, A. *et al.* Glaciação neoproterozóica sobre o cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: Beca, 2004. p. 539-553.
- URBAN, H.; STRIBRNY, B.; LIPPOLT, H. J. Iron and manganese deposits of th Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil. **Economic Geology**, v. 87, p. 1375–1392, 1992.
- VASCONCELOS, A. M. *et al.* Folha SC.22 – Rio São Francisco. In: SCHOBENHAUS, C. *et al.* (Ed.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas.** Brasília: CPRM, 2004. (Programa de Geologia do Brasil). 1 CD-ROM.
- VAZ, P. T. *et al.* Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.
- WALDE, D. H. G.; HAGEMANN, S. G. The Neoproterozoic Urucum/Mutun Fe and Mn deposits in W-Brazil/SE-Bolívia: Assessment of oredeposit models. **Zeitschrift Deutschen Geologisches Geowissenschaften**, v.58, p. 45–55. 2007.
- WEDEPOHL, K. H. **Handbook of Geochemistry.** Berlin: Springer-Verlag, 1978.
- WEDEPOHL, K. H. The composition of the continental crust. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v. 59, p. 1217-1232, 1995.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L.; CHAPPELL, B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 95, p. 407-419, 1987.
- WINGE, M. (Coord.). **Glossário Geológico Ilustrado.** Disponível em: <<http://sigep.cprm.gov.br/glossario/>> Acesso em: junho 2017.
- WINGE, M. **Geologia da região das serras do Estreito e Boqueirão, NW da Bahia e SSE do Piauí:** relatório inédito. Recife: SUDENE, 1968. (Série Geologia Regional; 17).
- 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.

ANEXOS

ANEXO 1

ANEXO 1 - SUMÁRIO DE AMOSTRAS ANALISADAS E SUAS RESPECTIVAS CLASSIFICAÇÕES.

AMOSTRA	UNIDADE	CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	GRUPOS LITOGEOQUÍMICOS
RY-R-005F	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	ortoanfíbolito	PP2coa1
RY-R-095B	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	epidoto anfíbolito	PP2coa1
RY-R-134B	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	anfíbolito	PP2coa1
RY-R-174B	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	anfíbolito	PP2coa1
BP-R-064	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	anfíbolito	PP2coa1
BP-R-164	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	rocha metamáfica	PP2coa1
RY-R-005E	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	ortoanfíbolito	PP2coa2
RY-R-118B	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	metatonalito	PP2coa2
BP-R-116	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	metagabro	PP2coa2
BP-R-132	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	gabro	PP2coa2
BP-R-163	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	opaco metabasalto	PP2coa2
RY-R-005D	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	ortoanfíbolito	PP2coa3
RY-R-037	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	ortognaisse	PP2coa3
RY-R-140	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	metatonalito	PP2coa3
RY-R-151	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	muscovita-biotita gnaisse	PP2coa3
RY-R-174A	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	metatonalito	PP2coa3
RY-R-123B	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	granada anfíbolito	PP2coa4
RY-R-147	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	magnetita anfíbolito	PP2coa4
RY-R-036B	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	epidoto-biotita anfíbolito	PP2coa4
RY-R-076	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	anfíbolito	PP2coa4
RY-R-142	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	magnetita anfíbolito	PP2coa4
CD-R-046	Metatonalitos e ortoanfíbolitos (PP2coa)	rocha metamáfica	PP2coa4
RY-R-113B	Ortognaisse e migmatitos (PP2com)	metasienogranito	PP2com1
RY-R-115B	Ortognaisse e migmatitos (PP2com)	metasienogranito	PP2com1
RY-R-116B	Ortognaisse e migmatitos (PP2com)	metasienogranito	PP2com1
RY-R-124B	Ortognaisse e migmatitos (PP2com)	metasienogranito porfirítico	PP2com1
RY-R-122B	Ortognaisse e migmatitos (PP2com)	muscovita gnaisse	PP2com2
BP-R-148	Ortognaisse e migmatitos (PP2com)	epidoto-sericita gnaisse	PP2com2
BP-R-012	Ortognaisse e migmatitos (PP2com)	metagranodiorito	PP2com3
BP-R-106	Ortognaisse e migmatitos (PP2com)	granada-hornblenda gnaisse	PP2com3
BP-R-157A	Ortognaisse e migmatitos (PP2com)	piroxênio hornblendito	PP2com3
BP-R-160	Ortognaisse e migmatitos (PP2com)	granada-biotita gnaisse	PP2com3
RY-R-180	Metaultramafitos (PP2cum)	rocha metaultramáfica	PP2cum
RY-R-068D	Metaultramafitos (PP2cum)	serpentinó	PP2cum
RY-R-003C	Metaultramafitos (PP2cum)	talco xisto	PP2cum
RY-R-062	Metaultramafitos (PP2cum)	talco-actinolita-clorita xisto	PP2cum
RY-R-069	Metaultramafitos (PP2cum)	talco-actinolita xisto	PP2cum
RY-R-100B	Metaultramafitos (PP2cum)	talco-actinolita xisto	PP2cum
RY-R-121B	Metaultramafitos (PP2cum)	talco-tremolita xisto	PP2cum
RY-R-129B	Metaultramafitos (PP2cum)	magnetita-talco-actinolita xisto	PP2cum
RY-R-141	Metaultramafitos (PP2cum)	talco-tremolita xisto	PP2cum
RY-R-175A	Metaultramafitos (PP2cum)	talco-tremolita xisto	PP2cum
RY-R-175B	Metaultramafitos (PP2cum)	talco-tremolita xisto	PP2cum
RY-R-014	Ortognaisse Caraibas (PP2gca)	biotita metamonzogranito	PP2gca
RY-R-071	Ortognaisse Caraibas (PP2gca)	biotita metamonzogranito	PP2gca
ER-R-197B2	Metatonalitos (PP2ju)	granitoide pegmatítico	PP2ju2

ANEXO 1 - SUMÁRIO DE AMOSTRAS ANALISADAS E SUAS RESPECTIVAS CLASSIFICAÇÕES. (CONTINUAÇÃO)

AMOSTRA	UNIDADE	CLASSIFICAÇÃO DE CAMPO	GRUPOS LITOGEOQUÍMICOS
ER-R-199B	Metatonalitos (PP2ju)	metagranoide	PP2ju2
ER-R-298A-Q	Metatonalitos (PP2ju)	granitoide pegmatítico	PP2ju2
CD-R-018	Ultramafitos (PP2jum)	rocha metamáfica	PP2jum
ER-R-196B	Ultramafitos (PP2jum)	rocha metaultramáfica	PP2jum
ER-R-197A2	Ultramafitos (PP2jum)	rocha metaultramáfica	PP2jum
BP-R- 140	Corpo Serra do Meio (PP3gma)	álcali-feldspato granito porfirítico	PP3gma
BP-R- 006	Granitoide Serra da Pintada (NP1g2sp)	álcali-feldspato granito porfirítico	NP1g2sp
BP-R- 010	Granitoide Serra da Pintada (NP1g2sp)	biotita granito porfirítico	NP1g2sp
BP-R- 020	Granitoide Serra da Pintada (NP1g2sp)	álcali-feldspato granito	NP1g2sp
BP-R- 021	Granitoide Serra da Pintada (NP1g2sp)	magnetita álcali-feldspato granito	NP1g2sp
BP-R- 022	Granitoide Serra da Pintada (NP1g2sp)	granodiorito foliado	NP1g2sp
BP-R- 023	Granitoide Serra da Pintada (NP1g2sp)	biotita granodiorito foliado	NP1g2sp
BP-R- 088	Granitoide Serra da Pintada (NP1g2sp)	aegirina álcali-feldspato granito	NP1g2sp
BP-R- 144	Granitoide Serra da Pintada (NP1g2sp)	álcali-feldspato granito	NP1g2sp
BP-R- 155	Granitoide Serra da Pintada (NP1g2sp)	granito	NP1g2sp
BP-R- 159	Granitoide Serra da Pintada (NP1g2sp)	metagranoide	NP1g2sp
BP-R- 167	Granitoide Serra da Pintada (NP1g2sp)	gnaisse	NP1g2sp

ANEXO 2

ANEXO 2 - RESULTADO DAS ANÁLISES LITOGEOQUÍMICAS.

MÉTODO	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	CLA80C
ANALITO	AL2O3	CAO	CR2O3	FE2O3	K2O	MGO	MNO	NA2O	P2O5	SIO2	TIO2	LOI	FEO
UNIDADE	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
LIMITE DE DETECÇÃO	0,1	0,01	0,01	0,01	0,01	0,1	0,01	0,1	0,01	0,1	0,01	-	0,14
BP-R- 010	12,5	0,60	<0,01	2,05	5,43	<0,1	0,02	3,3	0,04	74,3	0,11	0,62	N,A,*
BP-R- 020	11,8	0,34	<0,01	3,98	4,96	<0,1	0,08	4,2	0,04	74,2	0,32	0,33	N,A,*
BP-R- 021	10,8	0,24	<0,01	6,86	4,37	<0,1	0,08	3,5	0,03	73,8	0,53	0,10	N,A,*
BP-R- 022	15,8	0,16	<0,01	2,97	5,42	0,8	0,03	2,3	0,05	69,7	0,32	1,86	N,A,*
BP-R- 023	11,0	0,87	<0,01	4,71	4,46	<0,1	0,10	3,5	0,04	73,6	0,26	0,59	N,A,*
BP-R- 088	11,9	0,21	<0,01	3,14	4,85	<0,1	0,05	4,0	0,04	75,0	0,21	0,09	N,A,*
BP-R- 140	12,0	0,38	<0,01	2,92	6,07	0,2	0,09	2,7	0,04	74,2	0,23	0,44	N,A,*
BP-R- 144	11,8	0,59	<0,01	2,90	4,95	<0,1	0,04	3,6	0,02	75,3	0,11	0,29	N,A,*
BP-R- 155	13,0	0,07	<0,01	7,13	4,87	0,1	0,02	4,3	0,04	69,9	0,59	0,31	N,A,*
BP-R- 159	0,2	0,03	<0,01	18,90	0,03	<0,1	0,03	<0,1	0,08	79,6	<0,01	1,84	N,A,*
BP-R- 167	12,7	0,55	<0,01	4,64	4,94	0,2	0,10	4,1	0,06	71,7	0,37	0,34	N,A,*
BP-R-012	16,1	4,19	0,02	5,60	1,53	3,2	0,08	3,4	0,18	62,9	0,56	2,05	N,A,*
BP-R-064	18,2	10,20	<0,01	10,60	1,13	4,6	0,15	2,7	0,12	48,5	1,02	1,76	N,A,*
BP-R-106	17,1	6,05	<0,01	7,98	0,46	2,0	0,12	3,8	0,29	61,3	0,84	0,39	N,A,*
BP-R-116	15,7	8,95	0,04	8,72	1,80	8,0	0,15	2,7	0,08	53,3	0,33	1,69	N,A,*
BP-R-132	15,7	7,93	0,02	9,31	0,70	5,3	0,13	4,0	0,21	56,8	0,72	0,08	N,A,*
BP-R-148	13,0	0,41	<0,01	1,50	4,41	0,2	0,02	3,4	0,03	76,4	0,13	0,50	N,A,*
BP-R-157A	17,2	3,60	0,01	4,31	1,45	1,7	0,08	4,1	0,10	67,5	0,34	0,08	N,A,*
BP-R-160	17,1	3,60	<0,01	3,94	1,58	1,8	0,06	4,1	0,10	67,5	0,37	0,17	N,A,*
BP-R-163	15,8	7,09	<0,01	11,70	1,25	4,0	0,21	3,4	0,28	52,7	2,16	2,49	N,A,*
BP-R-164	10,6	11,30	0,14	12,20	1,04	14,2	0,18	0,6	0,31	44,5	1,97	3,41	N,A,*
CD-R-018	5,6	9,10	0,96	8,70	0,02	22,5	0,19	0,2	0,04	48,7	0,24	4,25	N,A,*
CD-R-046	14,3	12,70	0,02	7,57	0,16	2,5	0,14	0,2	0,15	58,5	0,77	1,55	N,A,*
ER-R-196B	14,1	7,76	0,03	16,10	0,23	5,3	0,24	3,1	0,10	50,4	1,29	2,3	N,A,*
ER-R-197A2	13,3	11,60	0,02	17,00	0,27	6,6	0,24	1,1	0,10	49,1	1,31	1,04	N,A,*
ER-R-197B2	16,6	3,02	<0,01	3,03	1,14	1,0	0,05	5,0	0,09	70,1	0,25	1,62	N,A,*
ER-R-199B	14,9	1,71	<0,01	1,60	2,14	0,3	0,04	4,9	0,02	72,3	0,10	0,74	N,A,*
ER-R-298A-Q	16,2	0,47	<0,01	1,08	0,56	0,1	0,07	7,9	<0,01	74,9	<0,01	0,39	N,A,*
RY-R-003C	6,2	8,33	0,65	13,90	0,03	19,6	0,24	0,3	0,05	47,8	0,55	3,84	3,51
RY-R-005D	16,1	4,85	0,01	6,22	0,76	2,4	0,08	5,3	0,13	63,3	0,58	0,19	2,51
RY-R-005E	14,3	7,19	0,05	10,20	0,92	5,8	0,14	3,5	0,22	56,6	0,88	0,62	2,73
RY-R-005F	15,7	8,89	0,02	11,90	0,83	4,5	0,18	3,5	0,65	51,9	2,19	0,54	3,44
RY-R-014	15,0	2,30	<0,01	3,25	2,76	1,0	0,03	3,9	0,14	69,5	0,41	0,49	2,22
RY-R-036B	7,3	12,00	0,13	10,50	0,25	13,8	0,17	1,2	0,07	51,7	0,74	1,51	0,63
RY-R-037	9,2	2,19	0,01	8,42	1,70	1,1	0,06	2,2	0,07	73,9	0,47	0,45	5,13
RY-R-062	2,1	0,02	0,34	7,24	<0,01	37,3	0,09	<0,1	<0,01	41,9	0,02	11,36	2,92
RY-R-068D	3,2	0,24	0,51	15,50	0,01	30,7	0,15	<0,1	0,06	39,8	0,14	9,45	4,88
RY-R-069	1,2	4,94	0,27	5,23	0,01	26,3	0,11	<0,1	<0,01	57,9	0,03	3,80	0,49
RY-R-071	15,0	1,80	<0,01	1,26	4,31	0,3	0,02	4,0	0,03	71,9	0,12	0,39	0,92
RY-R-076	13,5	17,20	0,02	12,20	0,06	5,3	0,28	0,2	0,26	47,7	1,53	1,56	1,02
RY-R-095B	13,8	10,50	0,04	12,10	0,31	8,7	0,17	2,3	0,11	50,4	0,46	1,15	2,91
RY-R-100B	2,8	11,40	0,18	10,60	0,05	19,5	0,14	0,2	0,02	52,5	0,21	2,41	1,67
RY-R-113B	14,1	0,42	<0,01	4,31	7,47	0,5	0,08	1,0	0,02	71,8	0,22	1,05	1,61

ANEXO 2 - RESULTADO DAS ANÁLISES LITOGEOQUÍMICAS. (CONTINUAÇÃO)

MÉTODO	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	XRF79C	CLA80C
ANALITO	AL2O3	CAO	CR2O3	FE2O3	K2O	MGO	MNO	NA2O	P2O5	SIO2	TIO2	LOI	FEO
UNIDADE	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
LIMITE DE DETECÇÃO	0,1	0,01	0,01	0,01	0,01	0,1	0,01	0,1	0,01	0,1	0,01	-	0,14
RY-R-115B	13,8	3,11	<0,01	8,32	4,69	0,9	0,13	2,4	0,22	65,5	0,80	0,50	5,31
RY-R-116B	12,9	2,23	<0,01	7,88	4,23	0,4	0,11	2,6	0,15	68,8	0,69	0,60	3,20
RY-R-118B	14,7	5,20	0,01	12,30	2,00	1,6	0,20	3,1	0,50	58,4	1,27	0,62	6,26
RY-R-121B	4,2	9,07	0,49	11,20	0,04	22,7	0,17	<0,1	0,10	46,5	0,27	4,29	2,74
RY-R-122B	13,2	0,59	<0,01	3,01	1,71	0,2	0,02	4,6	0,02	75,7	0,14	0,54	1,55
RY-R-123B	12,9	9,79	<0,01	17,20	0,08	3,2	0,23	0,6	1,01	52,1	3,66	-0,24	6,72
RY-R-124B	12,5	0,76	<0,01	4,07	6,00	0,1	0,05	2,3	0,02	73,5	0,30	0,39	2,47
RY-R-129B	7,0	5,73	0,44	9,45	0,07	23,5	0,15	0,3	0,01	47,9	0,19	4,79	2,51
RY-R-134B	15,6	11,30	0,03	11,00	0,17	5,8	0,13	2,0	0,14	52,0	1,06	1,07	2,62
RY-R-140	12,2	2,32	0,01	7,64	3,12	0,5	0,12	3,1	0,19	69,6	0,63	0,16	4,81
RY-R-141	4,2	2,28	0,44	17,30	0,02	27,8	0,21	<0,1	0,05	39,9	0,20	7,43	4,51
RY-R-142	7,8	12,30	0,18	11,20	0,24	15,5	0,18	0,9	0,02	49,9	0,68	1,15	1,38
RY-R-147	7,44	10,00	0,22	12,80	0,18	12,9	0,21	1,5	0,08	54,0	0,49	1,11	1,55
RY-R-151	14,1	5,41	<0,01	8,36	1,90	1,6	0,13	2,8	0,20	64,5	0,90	0,85	4,20
RY-R-174A	15,3	3,41	<0,01	4,04	0,98	1,0	0,04	4,8	0,10	69,4	0,35	0,31	2,62
RY-R-174B	14,7	11,70	0,05	13,80	0,33	8,0	0,20	2,2	0,06	48,0	0,88	1,11	3,28
RY-R-175A	4,4	1,55	<0,01	16,70	0,03	30,2	0,18	<0,1	0,10	37,3	0,19	9,56	7,77
RY-R-175B	4,4	0,54	0,04	16,00	<0,01	30,2	0,14	<0,1	0,07	38,6	0,13	9,53	6,47
RY-R-180	6,2	14,10	0,18	8,82	0,07	14,3	0,16	0,4	0,09	53,7	0,40	1,58	0,71

* N,A, = Não analisado

MÉTODO	IMS95A	ICM40B	IMS95A	ICM40B	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A
ANALITO	BA	BI	CE	CD	CS	CU	DY	ER	EU	GD	HF	HO
UNIDADE	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
LIMITE DE DETECÇÃO	0,01	0,04	0,1	0,02	0,05	5	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
BP-R-010	209	<0,04	211,2	0,05	1,24	3,5	14,40	9,38	0,93	11,89	7,97	2,97
BP-R-020	198	0,05	635,5	0,07	0,72	3,8	22,10	12,18	3,20	24,23	27,00	4,29
BP-R-021	213	<0,04	158,1	0,17	0,16	2,6	8,50	4,44	1,92	10,16	9,79	1,63
BP-R-022	1076	0,11	112,5	0,02	0,75	3,7	1,91	0,82	0,66	2,74	4,58	0,32
BP-R-023	74	<0,04	219,2	0,18	0,19	3,5	14,70	8,43	1,45	14,87	23,80	2,94
BP-R-088	115	<0,04	147,3	<0,02	0,54	3,5	9,54	5,37	0,85	9,12	14,50	1,87
BP-R-140	257	<0,04	272,8	0,32	0,5	7,4	15,00	8,38	1,56	17,4	21,20	2,91
BP-R-144	68	<0,04	303,6	0,04	0,59	27,5	24,50	14,99	0,73	23,66	18,50	4,91
BP-R-155	629	<0,04	125,3	0,05	0,16	3,4	6,05	3,17	1,92	7,65	5,81	1,17
BP-R-159	52	<0,04	8,1	0,03	<0,05	55,8	0,64	0,47	0,14	0,59	<0,05	0,15
BP-R-167	220	<0,04	347,8	0,21	0,3	6,6	12,5	6,78	1,65	15,39	20,00	2,37
BP-R-012	890	<0,04	24,6	0,05	0,3	4,3	0,96	0,53	0,94	1,37	2,43	0,18
BP-R-064	349	0,12	17,1	0,18	0,71	59,5	1,47	0,84	0,78	1,59	0,77	0,30
BP-R-106	182	<0,04	34,4	0,09	<0,05	17,2	3,48	1,79	1,18	4,32	4,60	0,66
BP-R-116	710	0,04	23,4	0,11	0,61	17,4	2,01	1,13	0,78	2,23	0,70	0,38
BP-R-132	296	<0,04	36,8	0,10	<0,05	187,3	2,56	1,27	1,04	3,57	1,47	0,48
BP-R-148	2280	<0,04	29,0	<0,02	0,1	13,3	0,47	0,29	0,95	0,73	2,00	0,09

ANEXO 2 - RESULTADO DAS ANÁLISES LITOGEOQUÍMICAS. (CONTINUAÇÃO)

MÉTODO	IMS95A	ICM40B	IMS95A	ICM40B	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A
ANALITO	BA	BI	CE	CD	CS	CU	DY	ER	EU	GD	HF	HO
UNIDADE	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
LIMITE DE DETECÇÃO	0,01	0,04	0,1	0,02	0,05	5	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
BP-R-157A	304	<0,04	39,1	0,08	0,53	10,2	1,94	1,10	0,67	2,36	2,86	0,38
BP-R-160	346	<0,04	39,8	0,07	0,65	7,7	1,60	0,88	0,73	2,04	2,50	0,33
BP-R-163	1284	<0,04	129,5	0,12	0,6	21,1	6,71	3,54	2,72	8,30	6,49	1,29
BP-R-164	3019	<0,04	37,8	0,14	0,5	93,0	2,75	1,26	1,58	3,93	1,43	0,50
CD-R-018	7	0,09	14,0	0,14	<0,05	22,0	1,34	0,79	0,26	1,28	0,68	0,28
CD-R-046	33	3,50	41,7	0,22	0,42	25,0	6,89	3,76	2,35	8,29	3,85	1,35
ER-R-196B	57	0,05	8,1	0,11	0,13	38,0	5,18	3,40	1,05	4,34	1,65	1,16
ER-R-197A2	74	0,08	7,0	0,14	<0,05	36,0	4,77	3,09	0,88	3,75	1,49	1,03
ER-R-197B2	902	0,06	15,5	0,04	1,16	33,0	0,76	0,46	0,39	0,94	2,36	0,15
ER-R-199B	1068	0,05	9,1	0,04	0,49	7,0	2,47	1,39	0,44	2,20	2,15	0,48
ER-R-298A-Q	107	0,08	4,9	0,06	0,17	5,0	2,53	0,91	0,10	1,69	1,00	0,40
RY-R-003C	11	0,06	6,3	0,15	<0,05	11,0	2,45	1,41	0,56	2,52	0,64	0,51
RY-R-005D	794	<0,04	28,3	0,05	0,16	96,0	0,92	0,58	1,03	1,44	2,41	0,18
RY-R-005E	502	<0,04	59,3	0,08	0,2	135,0	2,67	1,29	1,39	3,71	2,93	0,47
RY-R-005F	514	<0,04	64,6	0,09	0,16	86,0	4,58	2,24	2,80	6,59	4,39	0,81
RY-R-014	454	0,09	83,6	0,03	0,61	<5,0	2,10	1,04	0,85	3,09	4,79	0,40
RY-R-036B	25	0,07	24,5	0,11	<0,05	28,0	3,55	1,85	0,65	3,92	1,75	0,70
RY-R-037	493	<0,04	28,7	0,04	0,38	13,0	1,50	0,89	0,52	1,89	2,82	0,29
RY-R-062	<5	0,06	2,5	0,02	<0,05	120,0	0,18	0,09	0,05	0,25	<0,05	<0,05
RY-R-068D	14	<0,04	4,2	0,05	<0,05	76,0	0,46	0,22	0,09	0,64	0,39	0,08
RY-R-069	<5	0,12	2,7	0,12	<0,05	6,0	0,33	0,21	0,10	0,43	<0,05	0,07
RY-R-071	1534	<0,04	47,2	<0,02	0,14	5,0	0,41	0,18	0,98	0,98	2,46	0,07
RY-R-076	36	0,5	124,9	0,39	<0,05	102,0	5,75	3,57	1,57	5,66	6,98	1,24
RY-R-095B	53	<0,04	14,3	0,11	<0,05	79,0	1,34	0,79	0,69	1,68	0,45	0,28
RY-R-100B	42	0,08	5,4	0,12	<0,05	91,0	1,79	0,99	0,16	1,95	0,34	0,36
RY-R-113B	885	0,22	165,0	0,18	1,6	33,0	6,71	4,02	1,14	8,20	10,80	1,32
RY-R-115B	972	<0,04	64,1	0,09	0,33	21,0	7,86	4,70	2,00	9,09	5,95	1,53
RY-R-116B	1037	<0,04	131	0,12	0,12	10,0	10,80	6,18	2,33	11,91	10,80	2,05
RY-R-118B	707	<0,04	98,3	0,13	0,14	36,0	6,56	3,65	2,49	8,10	4,40	1,22
RY-R-121B	27	0,09	8,4	0,08	<0,05	55,0	1,34	0,72	0,29	1,63	0,49	0,27
RY-R-122B	501	<0,04	130,1	0,03	0,05	16,0	1,87	0,8	0,93	4,51	2,90	0,29
RY-R-123B	53	<0,04	130,6	0,06	<0,05	49,0	9,37	5,24	2,89	12,01	8,41	1,78
RY-R-124B	1202	0,07	55,5	0,08	6,22	27,0	5,85	3,62	0,91	5,78	9,46	1,16
RY-R-129B	<5	0,20	7,1	0,10	<0,05	12,0	0,97	0,61	0,18	0,98	0,30	0,21
RY-R-134B	26	<0,04	15,6	0,12	<0,05	40,0	3,73	2,31	1,16	3,67	2,54	0,75
RY-R-140	1187	<0,04	99,1	0,12	0,18	20,0	7,66	4,31	2,35	9,33	9,13	1,45
RY-R-141	39	0,08	8,6	0,06	<0,05	23,0	0,92	0,53	0,19	1,13	0,23	0,20
RY-R-142	29	0,08	16,7	0,15	<0,05	10,0	1,66	0,86	0,84	2,14	0,63	0,31
RY-R-147	15	<0,04	64,2	0,15	<0,05	10,0	2,66	1,35	1,18	4,12	2,21	0,49
RY-R-151	790	<0,04	124,1	0,10	0,29	16,0	7,00	4,03	2,14	7,84	8,87	1,34
RY-R-174A	333	<0,04	26,0	0,04	0,13	13,0	0,65	0,29	0,60	1,17	3,13	0,11
RY-R-174B	32	<0,04	7,0	0,10	<0,05	8,0	2,73	1,86	0,67	2,42	0,87	0,57
RY-R-175A	10	0,11	7,5	0,04	0,07	10,0	0,51	0,27	0,26	0,73	0,39	0,09

ANEXO 2 - RESULTADO DAS ANÁLISES LITOGEOQUÍMICAS. (CONTINUAÇÃO)

MÉTODO	IMS95A	ICM40B	IMS95A	ICM40B	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A
ANALITO	BA	BI	CE	CD	CS	CU	DY	ER	EU	GD	HF	HO
UNIDADE	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
LIMITE DE DETECÇÃO	0,01	0,04	0,1	0,02	0,05	5	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
RY-R-175B	8	0,09	9,1	0,03	<0,05	20,0	0,60	0,32	0,22	0,78	0,24	0,11
RY-R-180	10	<0,04	17,3	0,13	<0,05	17,0	1,87	0,99	0,85	2,58	1,06	0,34

MÉTODO	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	ICM40B	IMS95A	IMS95A	ICM40B	IMS95A	IMS95A
ANALITO	LA	LU	MO	NB	ND	NI	PB	PR	RB	SB	SM	SR
UNIDADE	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
LIMITE DE DETECÇÃO	0,1	0,05	2	0,05	0,1	1	0,05	0,05	0,2	0,05	0,1	0,5
BP-R-010	119,1	1,37	2,72	107,50	74,2	<5	22,7	22,00	244,3	0,10	13,5	23,8
BP-R-020	414,3	1,59	1,70	205,40	236,0	5	23,3	70,20	127,5	0,10	34,1	11,8
BP-R-021	74,9	0,59	0,34	85,23	67,7	<5	4,3	17,90	58,4	0,10	12,0	6,7
BP-R-022	44,5	0,09	0,80	14,55	22,2	10	31,7	7,16	206,1	1,40	3,6	77,1
BP-R-023	106,1	1,09	1,07	163,10	91,5	<5	11,1	24,20	121,5	0,20	16,4	21,0
BP-R-088	77,3	0,70	2,16	117,10	56,0	6	5,1	15,30	126,9	0,10	10,1	10,5
BP-R-140	140,9	1,06	0,95	156,70	108,0	<5	11,1	30,70	227,4	<0,05	19,9	23,0
BP-R-144	157,7	1,84	4,00	208,80	115,0	<5	76,3	33,80	170,7	<0,05	24,3	17,7
BP-R-155	59,9	0,49	0,25	44,31	57,2	7	1,9	15,20	50,7	0,10	10,0	8,5
BP-R-159	6,9	0,08	2,12	2,95	2,1	25	70,2	0,90	0,4	0,20	0,5	3,1
BP-R-167	162,0	0,89	1,90	115,30	117,0	<5	6,8	34,40	76,3	<0,05	19,2	30,8
BP-R-012	14,2	0,07	0,14	1,79	9,4	61	3,3	2,61	36,6	0,10	1,7	530,0
BP-R-064	12,9	0,11	2,14	0,42	7,1	26	7,4	1,91	24,7	0,20	1,6	557,0
BP-R-106	16,0	0,21	0,57	5,25	19,8	10	3,7	4,45	1,0	0,10	4,4	318,0
BP-R-116	18,0	0,15	0,68	0,92	11,8	37	8,1	3,13	33,9	0,10	2,5	498,0
BP-R-132	17,2	0,17	1,00	1,28	22,4	200	4,1	5,02	1,9	<0,05	4,5	618,0
BP-R-148	24,6	<0,05	0,24	<0,05	8,2	7	7,2	3,17	55,2	<0,05	1,1	255,0
BP-R-157A	25,0	0,16	0,54	4,13	15,0	28	9,9	4,26	49,8	<0,05	2,9	279,0
BP-R-160	22,7	0,12	0,49	16,39	14,7	26	12,2	4,40	57,6	<0,05	2,7	282,0
BP-R-163	73,8	0,46	1,26	59,81	57,8	28	5,3	15,80	35,4	0,20	10,1	885,0
BP-R-164	22,7	0,14	0,32	13,57	20,7	197	115	5,14	18,6	0,30	4,3	502,0
CD-R-018	3,0	0,13	0,35	0,51	3,7	1490	1,7	0,83	0,4	<0,05	1,1	42,2
CD-R-046	64,8	0,57	0,53	15,43	50,8	48	49,2	14,50	11,6	0,30	9,4	985,0
ER-R-196B	7,4	0,51	0,31	3,33	7,7	60	1,5	1,54	1,5	<0,05	2,7	195,0
ER-R-197A2	3,1	0,45	1,08	2,72	6,6	96	4,4	1,23	2,6	0,10	2,5	165,0
ER-R-197B2	4,6	0,08	0,23	3,33	5,7	16	2,2	1,44	45,2	<0,05	1,2	283,0
ER-R-199B	3,7	0,19	0,24	6,44	5,4	<5	4,9	1,21	39,1	<0,05	1,8	278,0
ER-R-298A-Q	5,7	0,10	0,72	16,54	2,0	6	15,9	0,48	24,4	<0,05	1,0	144,0
RY-R-003C	14,4	0,20	0,39	2,09	10,4	504	2	2,70	0,5	<0,05	2,4	22,8
RY-R-005D	17,9	0,07	0,56	2,22	10,9	33	7	3,02	12,8	0,40	1,9	754,0
RY-R-005E	31,5	0,15	1,44	5,45	26,3	118	4,2	6,66	17,2	0,20	4,5	329,0
RY-R-005F	30,5	0,24	0,76	15,77	35,3	75	5,8	8,00	14,6	0,40	7,0	638,0
RY-R-014	45,4	0,10	0,33	6,62	26,4	13	15,6	8,01	83,4	0,30	4,5	267,0
RY-R-036B	12,2	0,22	0,42	3,81	15,3	258	8,5	3,53	3,4	<0,05	4,0	243,0
RY-R-037	17,3	0,12	0,49	4,86	12,2	34	6,8	3,35	60,7	0,10	2,0	84,2

ANEXO 2 - RESULTADO DAS ANÁLISES LITOGEOQUÍMICAS. (CONTINUAÇÃO)

MÉTODO	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	ICM40B	IMS95A	IMS95A	ICM40B	IMS95A	IMS95A
ANALITO	LA	LU	MO	NB	ND	NI	PB	PR	RB	SB	SM	SR
UNIDADE	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
LIMITE DE DETECÇÃO	0,1	0,05	2	0,05	0,1	1	0,05	0,05	0,2	0,05	0,1	0,5
RY-R-062	3,9	<0,05	0,19	2,36	1,2	1723	0,8	0,29	<0,2	0,10	0,3	<0,5
RY-R-068D	6,0	<0,05	1,59	1,28	3,2	1315	1,8	0,89	3,1	0,10	0,7	118,0
RY-R-069	4,3	<0,05	0,10	0,26	1,6	1343	1,2	0,35	<0,2	<0,05	0,5	9,2
RY-R-071	30,9	<0,05	0,31	1,20	14,3	8	16,1	4,57	75,6	<0,05	1,8	527,0
RY-R-076	87,1	0,51	5,86	11,56	37,8	64	17,8	12,20	0,5	2,40	6,1	937,0
RY-R-095B	6,2	0,09	0,29	0,22	8,4	144	4,9	1,94	2,6	0,10	1,7	461,0
RY-R-100B	6,0	0,09	0,33	0,12	4,8	166	1,1	0,99	0,3	<0,05	1,6	25,0
RY-R-113B	68,2	0,59	0,60	15,88	52,2	<5	317	14,10	215,8	0,20	9,1	167,0
RY-R-115B	61,7	0,59	1,27	14,94	50,4	<5	23,3	12,80	123,5	<0,05	9,8	214,0
RY-R-116B	74,1	0,78	2,88	20,48	63,8	8	15,7	16,30	124,3	0,10	12,5	148,0
RY-R-118B	47,0	0,47	3,78	12,98	44,4	9	8,7	11,30	48,5	0,30	8,9	300,0
RY-R-121B	7,8	0,09	0,12	0,65	6,5	600	1,3	1,37	0,3	<0,05	1,7	13,7
RY-R-122B	69,5	0,09	0,59	5,59	46,7	<5	6,2	14,10	34,0	0,10	6,9	113,0
RY-R-123B	61,7	0,66	0,80	16,22	67,4	24	8,4	15,80	1,0	0,10	13,3	930,0
RY-R-124B	30,0	0,48	1,37	15,39	27,6	<5	26,6	7,09	163,3	0,10	5,8	150,0
RY-R-129B	10,1	0,08	0,22	1,01	4,9	1145	2,1	1,34	0,7	0,10	0,9	5,8
RY-R-134B	7,5	0,30	0,46	4,31	11,0	105	7,5	2,31	0,8	0,10	3,0	345,0
RY-R-140	56	0,57	0,92	13,56	52,0	<5	20,2	13,2	73,9	0,10	10,1	221,0
RY-R-141	12,3	0,06	0,65	0,58	5,0	815	1,1	1,30	0,2	<0,05	1,0	16,9
RY-R-142	10,3	0,10	0,22	0,35	10,5	229	2,8	2,59	2,3	0,10	2,3	110,0
RY-R-147	29,3	0,18	0,30	4,74	30,1	414	3,4	8,12	1,1	0,10	5,1	74,7
RY-R-151	33,9	0,55	0,83	14,11	40,4	16	10,5	9,92	49,6	0,10	8,7	560,0
RY-R-174A	16,9	<0,05	0,38	2,95	9,2	10	7,1	2,69	32,7	<0,05	1,4	395,0
RY-R-174B	4,7	0,24	0,31	1,32	4,8	169	6,7	1,03	2,2	0,10	1,7	315,0
RY-R-175A	7,0	<0,05	0,15	0,16	3,7	1190	2,4	0,93	1,0	0,30	0,8	99,5
RY-R-175B	6,1	<0,05	0,21	<0,05	4,6	1499	2,4	1,17	0,4	0,10	0,9	8,6
RY-R-180	7,8	0,13	0,43	2,82	11,2	249	4,7	2,40	0,5	0,10	3,0	108,0

MÉTODO	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	ICM40B	IMS95A	IMS95A	ICM40B	IMS95A
ANALITO	TA	TB	TH	TM	U	V	Y	YB	ZN	ZR
UNIDADE	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
LIMITE DE DETECÇÃO	0,05	0,05	0,1	0,05	0,05	1	0,05	0,1	1	0,5
BP-R- 010	8,26	2	37,3	1,48	6,17	1	102,0	9,7	36	214,0
BP-R- 020	11,30	4	36,6	1,76	5,54	2	144,0	11,0	165	1104,6
BP-R- 021	4,89	2	13,9	0,62	2,72	<1	43,0	3,9	136	408,4
BP-R- 022	1,71	0	25,8	0,11	3,93	16	10,0	0,7	42	189,0
BP-R- 023	9,68	2	24,2	1,21	4,39	2	84,0	7,6	156	1056,4
BP-R- 088	7,00	2	17,1	0,77	3,68	4	53,0	4,9	106	578,2
BP-R- 140	10,50	3	24,6	1,21	3,36	4	83,0	7,3	114	740,6
BP-R- 144	13,20	4	25,4	2,14	5,98	<1	162,0	13,2	193	536,5
BP-R- 155	3,24	1	6,5	0,47	1,69	4	30,0	3,0	66	229,3
BP-R- 159	0,07	0	1,1	0,07	0,41	13	4,1	0,5	16	3,7

ANEXO 2 - RESULTADO DAS ANÁLISES LITOGEOQUÍMICAS. (CONTINUAÇÃO)

MÉTODO	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	ICM40B	IMS95A	IMS95A	ICM40B	IMS95A
ANALITO	TA	TB	TH	TM	U	V	Y	YB	ZN	ZR
UNIDADE	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
LIMITE DE DETECÇÃO	0,05	0,05	0,1	0,05	0,05	1	0,05	0,1	1	0,5
BP-R-167	5,94	2	16,7	0,95	3,01	7	70,0	6,0	167	947,5
BP-R-012	0,09	0	1,3	0,07	0,19	82	5,4	0,5	73	115,6
BP-R-064	0,27	0	1,5	0,10	0,30	254	8,5	0,7	71	38,8
BP-R-106	0,29	1	0,8	0,24	0,26	65	19,0	1,4	83	238,8
BP-R-116	0,17	0	1,4	0,16	0,31	136	12,0	1,0	80	34,3
BP-R-132	0,07	0	0,4	0,18	0,11	146	14,0	1,0	96	69,8
BP-R-148	0,21	0	1,8	<0,05	0,35	7	2,8	0,2	13	77,6
BP-R-157A	0,42	0	5,2	0,17	0,76	34	10,0	1,0	52	94,8
BP-R-160	0,37	0	4,5	0,12	0,63	38	9,0	0,7	57	97,2
BP-R-163	2,92	1	9,4	0,49	1,55	152	34,0	2,9	103	245,9
BP-R-164	1,06	1	1,7	0,16	0,41	236	13,0	1,0	101	51,7
CD-R-018	<0,05	0	0,6	0,13	0,17	98	7,4	0,8	56	21,4
CD-R-046	1,43	1	5,2	0,57	2,04	117	32,0	3,8	98	150,0
ER-R-196B	<0,05	1	0,3	0,51	0,41	274	30,0	3,4	107	62,8
ER-R-197A2	<0,05	1	0,1	0,46	0,08	314	26,0	3,1	113	59,5
ER-R-197B2	<0,05	0	0,1	0,08	0,25	30	4,2	0,6	27	94,9
ER-R-199B	<0,05	0	<0,1	0,21	0,48	8	14,0	1,3	32	69,2
ER-R-298A-Q	1,84	0	0,9	0,13	1,39	4	14,0	0,8	12	12,9
RY-R-003C	<0,05	0	0,6	0,20	0,18	109	14,0	1,3	83	24,1
RY-R-005D	0,08	0	0,4	0,07	0,24	73	4,7	0,5	40	108,0
RY-R-005E	0,23	0	1,7	0,17	0,41	116	12,0	1,2	93	124,1
RY-R-005F	0,92	1	2,4	0,27	0,53	164	20,0	1,8	87	175,1
RY-R-014	<0,05	0	13,5	0,13	0,81	22	12,0	0,7	39	186,9
RY-R-036B	<0,05	1	1,7	0,25	0,51	194	18,0	1,5	101	64,1
RY-R-037	0,30	0	4,6	0,11	0,62	65	8,3	0,8	33	105,8
RY-R-062	<0,05	0	<0,1	<0,05	0,24	17	1,0	<0,1	57	3,3
RY-R-068D	<0,05	0	1,4	<0,05	0,22	56	2,3	0,2	148	21,6
RY-R-069	<0,05	0	<0,1	<0,05	0,12	20	2,3	0,2	61	7,0
RY-R-071	<0,05	0	9,4	<0,05	0,36	7	2,2	0,1	11	87,8
RY-R-076	0,62	1	19,7	0,53	10,60	143	36,0	3,4	224	254,8
RY-R-095B	<0,05	0	0,5	0,08	0,23	227	6,7	0,6	87	12,0
RY-R-100B	<0,05	0	0,2	0,12	0,24	179	9,2	0,7	75	15,6
RY-R-113B	1,63	1	23,4	0,56	4,51	9	37,0	3,8	264	424,7
RY-R-115B	1,19	1	14,6	0,62	2,44	25	41,0	4,1	102	220,7
RY-R-116B	1,27	2	15,3	0,85	2,46	14	53,0	5,7	96	422,4
RY-R-118B	0,84	1	19,0	0,50	1,52	51	33,0	3,3	114	166,8
RY-R-121B	<0,05	0	0,9	0,09	0,49	109	7,6	0,6	54	19,4
RY-R-122B	0,29	0	48,8	0,10	1,81	9	8,3	0,6	10	87,9
RY-R-123B	0,98	2	11,2	0,70	1,28	124	47,0	4,7	97	333,9
RY-R-124B	1,16	1	12,6	0,50	3,39	5	28,0	3,4	43	382,4
RY-R-129B	<0,05	0	0,4	0,10	0,40	98	5,9	0,6	71	14,3
RY-R-134B	0,28	1	1,3	0,31	0,17	247	21,0	2,1	72	99,6
RY-R-140	0,70	1	7,1	0,57	0,72	7	38,0	3,9	100	391,5

ANEXO 2 - RESULTADO DAS ANÁLISES LITOGEOQUÍMICAS. (CONTINUAÇÃO)

MÉTODO	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	IMS95A	ICM40B	IMS95A	IMS95A	ICM40B	IMS95A
ANALITO	TA	TB	TH	TM	U	V	Y	YB	ZN	ZR
UNIDADE	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM
LIMITE DE DETECÇÃO	0,05	0,05	0,1	0,05	0,05	1	0,05	0,1	1	0,5
RY-R-141	<0,05	0	0,6	0,07	0,40	58	6,6	0,4	113	15,3
RY-R-142	<0,05	0	<0,1	0,11	0,15	257	8,5	0,7	58	24,3
RY-R-147	0,19	1	1,3	0,19	0,15	196	13,0	1,3	123	74,5
RY-R-151	0,75	1	8,1	0,54	0,98	43	34,0	3,6	81	365,3
RY-R-174A	0,08	0	1,4	<0,05	0,21	32	3,0	0,2	37	129,8
RY-R-174B	<0,05	0	0,6	0,25	0,29	283	16,0	1,6	92	25,6
RY-R-175A	<0,05	0	<0,1	<0,05	0,19	40	2,9	0,2	85	21,7
RY-R-175B	<0,05	0	0,3	<0,05	0,23	28	3,1	0,2	106	17,5
RY-R-180	0,12	0	1,0	0,12	0,31	135	9,1	0,9	67	31,8

ANEXO 3

ANEXO 3 - RELAÇÃO DOS RECURSOS MINERAIS DA FAIXA RIO PRETO.

SUBSTÂNCIA	ABREV.	TIPO CONCENTRAÇÃO MINERAL	STATUS ECONÔMICO	LATITUDE	LONGITUDE	TOPONÍMIA	MUNICÍPIO	UF	FONTE DE REFERÊNCIA
Areia	are	Depósito	Garimpo ativo	10° 39' 07" S	45° 10' 20" O	Entre Vista Alegre e Tabuleiro Alto	Cristalândia do Piauí	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Argila	arg	Depósito	Garimpo ativo	10° 21' 39" S	43° 49' 58" O	Maroto	Butirama	BA	Aquino & Batista, 2011
Argila	arg	Depósito	Garimpo ativo	10° 27' 13" S	43° 49' 31" O	Lagoa do Mel	Butirama	BA	Aquino & Batista, 2011
Argila	arg	Depósito	Garimpo inativo	10° 17' 24" S	43° 33' 53" O	Lajedo	Avelino Lopes	PI	Aquino & Batista, 2011
Calcário dolomítico	ccd	Depósito	Mina ativa	10° 30' 35" S	44° 14' 33" O	Riacho Curimatá	Júlio Borges	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Cascalho	cas	Depósito	Garimpo ativo	10° 59' 46" S	44° 28' 35" O	BA - 225, Santa Rita de Cássia	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Cascalho	cas	Depósito	Garimpo inativo	10° 34' 55" S	45° 8' 50" O	Fz. Suçuapara	Corrente	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Cascalho	cas	Depósito	Garimpo inativo	10° 55' 12" S	45° 13' 56" O	São Benedito	Formosa do Rio Preto	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Cascalho	cas	Depósito	Garimpo inativo	10° 50' 34" S	45° 13' 29" O	Riacho Mondumbim, Sapé	Formosa do Rio Preto	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Cascalho	cas	Depósito	Garimpo inativo	10° 50' 56" S	45° 11' 32" O	Riacho Mondumbim, Barreiro	Formosa do Rio Preto	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Cascalho	cas	Depósito	Garimpo inativo	10° 37' 39" S	45° 01' 14" O	Certeza	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Cascalho	cas	Depósito	Garimpo inativo	9° 40' 50" S	43° 47' 36" O	Baixão da Panela	Pilão Arcado	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Cascalho	cas	Depósito	Garimpo inativo	9° 57' 53" S	43° 49' 14" O	Tobós	Morro Cabeça no Tempo	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Cascalho	cas	Depósito	Garimpo inativo	9° 39' 40" S	43° 41' 40" O	Lagoa da Planta	Pilão Arcado	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Cascalho	cas	Depósito	Garimpo inativo	9° 59' 02" S	43° 43' 06" O	Baixão do Melo	Morro Cabeça no Tempo	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Cobre	Cu	Ocorrência	Não explotado	10° 19' 33" S	44° 56' 25" O	Araçá	Corrente	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Cobre	Cu	Ocorrência	Não explotado	10° 21' 14" S	44° 54' 32" O	Araçá	Corrente	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Ferro	Fe	Ocorrência	Não explotado	10° 24' 34" S	44° 33' 36" O	Fazenda Realeza	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Ferro	Fe	Ocorrência	Não explotado	10° 15' 44" S	43° 53' 37" O	Baixão do Bonfim	Avelino Lopes	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Ferro	Fe	Ocorrência	Não explotado	10° 23' 39" S	43° 48' 55" O	Baixão do Maroto, Tábua Lascada	Buritirama	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Ferro	Fe	Ocorrência	Não explotado	10° 11' 39" S	43° 51' 11" O	Estrada entre Lagoa do Gururxi e Avelino Lopes	Avelino Lopes	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Ferro	Fe	Ocorrência	Não explotado	10° 42' 15" S	44° 53' 08" O	Riacho dos Bois	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019

ANEXO 3 - RELAÇÃO DOS RECURSOS MINERAIS DA FAIXA RIO PRETO. (CONTINUAÇÃO)

SUBSTÂNCIA	ABREV.	TIPO CONCENTRAÇÃO MINERAL	STATUS ECONÔMICO	LATITUDE	LONGITUDE	TOPONÍMIA	MUNICÍPIO	UF	FONTE DE REFERÊNCIA
Ferro	Fe	Ocorrência	Não explotado	10° 44' 05" S	45° 15' 05" O	Riacho Sumidor	Cristalândia do Piauí	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Ferro	Fe	Ocorrência	Não explotado	10° 25' 34" S	43° 35' 54" O	Estrada entre Beco e Fazenda Nova	Buritirama	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Ferro	Fe	Ocorrência	Não explotado	10° 40' 51" S	44° 18' 58" O	Vereda do Mundo novo, proximo à Fazenda Lagoa do Ferrão	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Ferro	Fe	Ocorrência	Não explotado	10° 38' 02" S	45° 12' 08" O	Riacho das Mocinhas	Cristalândia do Piauí	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Ferro	Fe	Ocorrência	Não explotado	9° 43' 50" S	43° 44' 21" O	Lagoa do Mato	Pilão Arcado	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Ferro	Fe	Ocorrência	Não explotado	10° 7' 55" S	44° 42' 36" O	Chapada do Tinoco	Parnaguá	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Ferro	Fe	Ocorrência	Não explotado	10° 03' 19" S	44° 31' 47" O	Baixão do Capim Grosso	Parnaguá	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Ferro	Fe	Ocorrência	Não explotado	10° 39' 16" S	45° 03' 17" O	Gado Bravo	Cristalândia do Piauí	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Depósito	Não explotado	10° 33' 58" S	44° 31' 26" O	Vereda Novo Acordo	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 32' 48" S	44° 32' 39" O	Riacho do Mimoso	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 30' 55" S	44° 28' 52" O	Vereda do Marco	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 31' 30" S	44° 23' 14" O	Fazenda Lagoinha	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 46' 42" S	44° 47' 07" O	Vereda do Miroró	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 36' 10" S	44° 35' 43" O	Riacho Fresco	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 46' 13" S	44° 47' 09" O	Vereda do Miroró	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 49' 19" S	44° 48' 39" O	Vereda Lagoinha	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 46' 42" S	44° 45' 33" O	Vereda do Macapá	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 44' 55" S	44° 44' 29" O	Vereda Macapá	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 43' 15" S	44° 43' 56" O	Vereda Macapá	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 41' 49" S	44° 44' 06" O	Vereda Macapá	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 40' 29" S	44° 42' 55" O	Vereda do Brejo	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 35' 12" S	44° 32' 58" O	Riacho do Mimoso	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 35' 53" S	44° 32' 55" O	Riacho do Mimoso	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 57' 52" S	45° 01' 24" O	Vereda Cabeça de Porco	Formosa do Rio Preto	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019

ANEXO 3 - RELAÇÃO DOS RECURSOS MINERAIS DA FAIXA RIO PRETO. (CONTINUAÇÃO)

SUBSTÂNCIA	ABREV.	TIPO CONCENTRAÇÃO MINERAL	STATUS ECONÔMICO	LATITUDE	LONGITUDE	TOPONÍMIA	MUNICÍPIO	UF	FONTE DE REFERÊNCIA
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 29' 06" S	44° 26' 08" O	Vereda Mandacaru	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 25' 12" S	44° 24' 05" O	Baixão do Canto	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 10' 27" S	44° 00' 07" O	Estrada entre Avelino Lopes e Lagoa do Dionisinho	Avelino Lopes	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 53' 6" S	44° 44' 30" O	Vereda Galho de Dentro	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 52' 34" S	44° 44' 08" O	Vereda Caraibas	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 51' 55" S	44° 44' 00" O	Vereda Mocambo	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 49' 50" S	44° 40' 50" O	Vereda das Goiabeiras	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 51' 07" S	44° 39' 28" O	Fazenda Goiabeiras	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 47' 29" S	44° 34' 30" O	Vereda Tabocal ou Arapuá, próximo à Fazenda Arapuã	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 41' 12" S	44° 22' 14" O	Fazenda Malhada do Meio	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 43' 14" S	44° 10' 02" O	Cerra do cercado	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 41' 02" S	44° 43' 39" O	Vereda Macapá	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 29' 48" S	44° 17' 47" O	Mocambo	Júlio Borges	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 42' 23" S	44° 43' 49" O	Vereda Macapá	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 40' 12" S	45° 11' 58" O	Descoberto	Cristalândia do Piauí	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 45' 47" S	44° 44' 47" O	Vereda Macapá	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 27' 55" S	44° 28' 49" O	Vereda Mandacaru	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 30' 16" S	44° 23' 44" O	Vereda Mandacaru, Fazenda Lagoinha	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 30' 35" S	44° 23' 17" O	Fazenda Lagoinha	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 32' 04" S	44° 23' 22" O	Vereda Olho D'Água, Fazenda Algerá	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 25' 21" S	44° 23' 05" O	Faz. Angico	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 30' 5" S	44° 29' 18" O	Ig. do Caldeirão	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019

ANEXO 3 - RELAÇÃO DOS RECURSOS MINERAIS DA FAIXA RIO PRETO. (CONTINUAÇÃO)

SUBSTÂNCIA	ABREV.	TIPO CONCENTRAÇÃO MINERAL	STATUS ECONÔMICO	LATITUDE	LONGITUDE	TOPONÍMIA	MUNICÍPIO	UF	FONTE DE REFERÊNCIA
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 30' 33" S	44° 32' 30" O	Riacho do Mimoso	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 31' 20" S	44° 32' 04" O	Riacho do Mimoso	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 31' 54" S	44° 32' 10" O	Riacho do Mimoso	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 34' 41" S	44° 31' 22" O	Próximo ao Riacho do Mimoso	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	9° 49' 04" S	43° 47' 38" O	Baixão do Fundo	Avelino Lopes	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 37' 08" S	44° 35' 21" O	Riacho Fresco	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 31' 36" S	44° 29' 57" O	Vereda do Marco	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 17' 39" S	44° 16' 23" O	Fazenda Presidência	Julio Borges	PI	Aquino, 2014
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 24' 55" S	44° 24' 47" O	Lagoinha	Parnaguá	PI	Aquino, 2014
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 48' 37" S	44° 42' 44" O	Maracujá	Santa Rita de Cássia	BA	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 41' 48" S	44° 17' 32" O	Fazenda Boa Esperança	Santa Rita de Cássia	BA	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 33' 53" S	44° 29' 02" O	Fazenda Canabrava	Parnaguá	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Grafita	gf	Ocorrência	Não explotado	10° 48' 22" S	44° 06' 26" O	Fazenda Cancela	Mansidão	BA	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Grafita	gf, hem	Ocorrência	Não explotado	10° 15' 38" S	43° 49' 57" O	Gruguxi	Pilão Arcado	BA	Aquino & Batista, 2011
Granito	gr	Depósito	Garimpo ativo	10° 14' 44" S	43° 55' 03" O	Mulungu	Avelino Lopes	PI	Aquino & Batista, 2011
Granito	gr	Depósito	Garimpo ativo	10° 15' 47" S	43° 55' 29" O	Serrinha	Avelino Lopes	PI	Aquino & Batista, 2011
Granito	gr	Depósito	Garimpo inativo	10° 00' 51" S	43° 51' 42" O	Serra da Pintada	Avelino Lopes	PI	Aquino & Batista, 2011
Granito	gr	Depósito	Garimpo inativo	10° 01' 35" S	43° 55' 40" O	Sítio Baixa do Cazuza	Avelino Lopes	PI	Aquino & Batista, 2011
Manganês	Mn	Depósito	Não explotado	10° 44' 10" S	44° 08' 19" O	Porteira	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Depósito	Não explotado	10° 49' 03" S	44° 06' 39" O	Cardão	Mansidão	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 43' 44" S	44° 46' 21" O	Vereda Macapá	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 32' 13" S	44° 28' 54" O	Fazenda Canabrava	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 47' 32" S	44° 49' 19" O	PI - 415, Sebastião Barros	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 54' 55" S	44° 56' 01" O	Vereda da Ingazeira	Cristalândia do Piauí	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 33' 03" S	44° 35' 13" O	Vereda do Tostado	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 34' 18" S	44° 33' 05" O	Riacho do Mimoso	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019

ANEXO 3 - RELAÇÃO DOS RECURSOS MINERAIS DA FAIXA RIO PRETO. (CONTINUAÇÃO)

SUBSTÂNCIA	ABREV.	TIPO CONCENTRAÇÃO MINERAL	STATUS ECONÔMICO	LATITUDE	LONGITUDE	TOPONÍMIA	MUNICÍPIO	UF	FONTE DE REFERÊNCIA
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 18' 42" S	44° 16' 02" O	Julio Borges	Júlio Borges	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 30' 27" S	44° 14' 38" O	Riacho do Veredão	Júlio Borges	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 17' 15" S	43° 57' 35" O	Lagoa do Dionísio	Avelino Lopes	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 23' 50" S	44° 22' 55" O	Baixão do Recanto	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 42' 39" S	44° 46' 09" O	Vereda Macapá	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 17' 32" S	43° 51' 57" O	Estrada entre Baixão do Bonfim e Moroto	Avelino Lopes	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 18' 25" S	43° 51' 32" O	Estrada entre Baixão do Bonfim e Moroto	Avelino Lopes	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 38' 32" S	44° 12' 22" O	Vereda de Sítio de Cima	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 55' 30" S	44° 50' 11" O	Fazenda Peixe de Dentro	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 41' 48" S	44° 26' 25" O	Fazenda Novo Acordo	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 42' 35" S	44° 17' 28" O	Vereda Baixão	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 42' 06" S	44° 15' 30" O	Fazenda Aniceto	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 40' 20" S	44° 14' 31" O	Fazenda Bréia	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 50' 17" S	44° 06' 05" O	Serra do Boqueirão	Mansidão	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 48' 39" S	44° 06' 49" O	Fazenda Boca do Mato	Mansidão	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 34' 25" S	44° 12' 14" O	Vereda das Vacas	Júlio Borges	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 42' 54" S	44° 10' 13" O	Vereda do Cercado	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 42' 59" S	44° 09' 15" O	Vereda do Cercado	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 41' 41" S	44° 09' 46" O	Vereda do Cercado	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 54' 16" S	44° 03' 18" O	Serra do Boqueirão	Mansidão	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 30' 18" S	44° 24' 05" O	Vereda do Mandacaru	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 44' 43" S	44° 47' 46" O	Estrada PI-415	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 40' 54" S	44° 44' 57" O	Vereda Macapá	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 43' 01" S	44° 46' 32" O	Vereda Macapá	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019

ANEXO 3 - RELAÇÃO DOS RECURSOS MINERAIS DA FAIXA RIO PRETO. (CONTINUAÇÃO)

SUBSTÂNCIA	ABREV.	TIPO CON-CENTRAÇÃO MINERAL	STATUS ECONÔMICO	LATITUDE	LONGITUDE	TOPONÍMIA	MUNICÍPIO	UF	FONTE DE REFERÊNCIA
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 32' 23" S	44° 26' 48" O	Vereda dos Morrinhos	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 34' 32" S	44° 31' 42" O	Vereda Novo Acordo	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 31' 24" S	44° 29' 14" O	Vereda do Marco	Parnaguá	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 19' 03" S	44° 57' 22" O	Porta do Araçá	Corrente	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 19' 47" S	44° 41' 58" O	Fazenda Permissão	Parnaguá	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 21' 37" S	44° 39' 00" O	Estreito	Parnaguá	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 23' 54" S	44° 41' 14" O	Estreito	Parnaguá	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 03' 17" S	44° 57' 05" O	Fazenda Montes Claros	Riacho Frio	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 32' 28" S	44° 25' 30" O	Fazenda Brejo	Parnaguá	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 31' 19" S	44° 26' 58" O	Fazenda Morrinho	Parnaguá	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 31' 59" S	44° 27' 51" O	Vereda dos Morrinhos, Fazenda Morrinho	Parnaguá	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 44' 35" S	44° 14' 14" O	Vereda Santa Cruz	Santa Rita de Cássia	BA	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 49' 40" S	44° 06' 19" O	Fazenda Tanque Novo, Serra do Boqueirão	Mansidão	BA	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 45' 59" S	44° 08' 56" O	Fazenda Cardan	Santa Rita de Cássia	BA	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 35' 23" S	44° 11' 21" O	Entre as Veredas São Francisco e Vacas	Julio Borges	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 33' 11" S	44° 29' 32" O	Vereda do Marco	Parnaguá	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 25' 03" S	44° 23' 26" O	Faz. Angico	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 39' 50" S	44° 41' 39" O	Vereda do Brejo	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 36' 21" S	44° 38' 10" O	Fazenda Gaspar	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 31' 44" S	44° 25' 35" O	Morrinhos	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 55' 17" S	44° 50' 27" O	Fazenda Peixe de Dentro	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 52' 08" S	44° 40' 49" O	Vereda Pé-de-Serra	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 32' 47" S	44° 23' 34" O	Fazenda Algerá	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019

ANEXO 3 - RELAÇÃO DOS RECURSOS MINERAIS DA FAIXA RIO PRETO. (CONTINUAÇÃO)

SUBSTÂNCIA	ABREV.	TIPO CONCENTRAÇÃO MINERAL	STATUS ECONÔMICO	LATITUDE	LONGITUDE	TOPONÍMIA	MUNICÍPIO	UF	FONTE DE REFERÊNCIA
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 43' 44" S	44° 46' 38" O	Barreiro	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 23' 55" S	44° 22' 56" O	Baixão do Recanto	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 50' 20" S	44° 44' 14" O	Vereda do Mocambo	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 41' 54" S	44° 9' 40" O	Vereda do Cercado	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 30' 49" S	44° 24' 41" O	Fazenda Lagoinha	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Manganês	Mn	Ocorrência	Não explotado	10° 28' 46" S	44° 24' 15" O	Vereda Mandacaru	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Quartzito	qt	Depósito	Garimpo ativo	10° 21' 19" S	43° 33' 59" O	Cacimba	Avelino Lopes	PI	Aquino & Batista, 2011
Talco	tal	Ocorrência	Não explotado	10° 43' 04" S	45° 11' 30" O	Mimoso	Cristalândia do Piauí	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Talco	tal	Ocorrência	Não explotado	10° 44' 53" S	45° 07' 09" O	Fazenda Gato	Cristalândia do Piauí	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 33' 11" S	44° 29' 32" O	Vereda do Márcio	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 46' 33" S	44° 52' 51" O	Vereda do Urubu	Cristalândia do Piauí	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 51' 58" S	44° 40' 50" O	Vereda Pé-de-Serra	Santa Rita de Cássia	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 41' 06" S	44° 08' 41" O	Vereda Amaro Leite	Mansidão	BA	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 45' 46" S	44° 49' 28" O	Vereda Tatu	Sebastião Barros	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 27' 51" S	44° 29' 09" O	Vereda do Mandacaru	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 27' 50" S	44° 28' 10" O	Mandacaru	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 44' 10" S	45° 10' 56" O	Mimoso	Cristalândia do Piauí	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 28' 42" S	44° 26' 53" O	Vereda do Mandacaru	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 32' 35" S	44° 32' 34" O	Riacho do Mimoso	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 33' 32" S	44° 32' 37" O	Riacho do Mimoso	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 34' 22" S	44° 32' 24" O	Riacho do Mimoso	Parnaguá	PI	Carvalho <i>et al.</i> , 2019
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 45' 00" S	44° 52' 37" O	Fazenda Nova Vista	Corrente	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 30' 04" S	44° 38' 53" O	Lagoa Bonita / Lagoa do Mato	Parnaguá	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 33' 37" S	44° 42' 22" O	Garimpo de Pedrinhas	Parnaguá	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017
Titânio	Ti	Ocorrência	Não explotado	10° 30' 59" S	44° 35' 00" O	Córrego de Pedrinhas	Parnaguá	PI	Sousa <i>et al.</i> , 2017

LISTAGEM DE INFORMES DE RECURSOS MINERAIS

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 Mineraias do Brasil: Área Tróia-Pedra Branca, Estado do Ceará, Fortaleza, 2015
- Nº 03** Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil: Área Sudeste do Tapajós, Estado do Pará, Brasília, 2015.
- Nº 04** Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil: Província Aurífera Juruena-Teles Pires-Aripuanã – Geologia e Recursos Mineraias da Folha Ilha Porto Escondido – SC.21-V-C-III, Brasília, 2015.
- Nº 05** Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil: Distrito Zinífero de Vazante – MG, Brasília, 2015.
- Nº 06** Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil: Rochas Alcalinas da Porção Meridional do Cinturão Ribeira. Estados de São Paulo e Paraná, Brasília, 2015.
- Nº 07** Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil: Área Sudeste de Rondônia, Brasília, 2016.
- Nº 08** Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil: Área Seridó-Leste, extremo nordeste da Província Borborema (RN-PB), Brasília, 2016.
- Nº 09** Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil: Porção sul da Bacia do Paraná, RS, 2017
- Nº 10** Metalogenia das Províncias Mineraias 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 Painéis”) 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 Mineraias 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.

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
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 **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 **PROGRAMAS INTERNOS**

SUSTENTABILIDADE

PRO-EQUIDADE

COMITÊ DE ÉTICA

PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

INFORME DE RECURSOS MINERAIS

Série Províncias Minerais do Brasil, nº 26

ÁREAS DE RELEVANTE INTERESSE MINERAL - FAIXAS MARGINAIS DA BORDA NOROESTE DO CRATON DO SÃO FRANCISCO – ÁREA FAIXA RIO PRETO, PIAUÍ E BAHIA

O produto Informe de Recursos Minerais, 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 Minerais, consiste em um conjunto de projetos com foco nas províncias minerais, 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 do Rio Preto, na zona limítrofe entre Estados do Piauí e da Bahia, foi selecionada em virtude de apresentar potencial para mineralizações de manganês, grafita, cobre (malaquita e azurita), titânio (rutilo e ilmenita) e ferro sendo os estudos temáticos nela implementados o início do preenchimento de uma lacuna existente na área metalogenética dessa porção da Cráton São Francisco e de suas faixas marginais pertencentes à Província Borborema.

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.

Sede

Setor Bancário Norte - SBN - Quadra 02 - Bloco H -
Asa Norte - 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 Minerais

Tel: 21 2546-0212 - 61 3223-1166

Departamento de Geologia

Tel: 91 31821326

Departamento de Recursos Minerais

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

Divisão de Marketing e Divulgação

Tel: 31 3878-0333
E-mail: marketing@cprm.gov.br

Ouvidoria

Tel: 21 2541-6344
E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br

Serviço de Atendimento ao Usuário – SEUS

Tel: 21 2295-5997
E-mail: seus@cprm.gov.br



www.cprm.gov.br