

INFORME DE RECURSOS MINERAIS

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL

*Série Províncias Minerais do
Brasil, nº 07*

*Gestão Estratégica da Geologia, da Mineração
e da Transformação Mineral*



METALOGENIA DAS PROVÍNCIAS MINERAIS DO BRASIL: ÁREA SUDESTE DE RONDÔNIA

Brasília – 2016

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

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Recursos Minerais
Divisão de Geologia Econômica

Programa Geologia do Brasil

**GESTÃO ESTRATÉGICA DA GEOLOGIA DA MINERAÇÃO E DA
TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

**METALOGENIA DAS PROVÍNCIAS
MINERAIS DO BRASIL: ÁREA SUDESTE
DE RONDÔNIA**

ESTADO DE RONDÔNIA

Cassiano Costa e Castro
Guilherme Ferreira da Silva

INFORME DE RECURSOS MINERAIS
Série Províncias Minerais do Brasil, nº 07



CPRM
Serviço Geológico do Brasil

PORTO VELHO
2016

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

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Recursos Minerais
Divisão de Geologia Econômica

Programa Geologia do Brasil

**METALOGENIA DAS PROVÍNCIAS MINERAIS DO BRASIL:
ÁREA SUDESTE DE RONDÔNIA**

ESTADO DE RONDÔNIA

INFORME DE RECURSOS MINERAIS

Série Províncias Minerais do Brasil, nº 07

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

C355p Castro, Cassiano Costa e
Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil, Área Sudeste de Rondônia./
Organizado por Cassiano Costa e Castro e Guilherme Ferreira da Silva. - Porto
Velho: CPRM, 2015.

131 p.: il. color. (Informe de Recursos Minerais. Série Províncias Minerais do
Brasil, nº VII)

Programa Avaliação do Potencial Mineral Estratégico do Brasil.

ISBN: 978-85-7499-298-3

1. Geologia Econômica - Rondônia. 2. Metalogenia - Rondônia. 3. Recursos
Minerais - Rondônia. I. Título. II. Série.

CDD: 553.098175

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

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Recursos Minerais
Divisão de Geologia Econômica

Programa Geologia do Brasil

**METALOGENIA DAS PROVÍNCIAS MINERAIS DO BRASIL:
ÁREA SUDESTE DE RONDÔNIA**

ESTADO DE RONDÔNIA

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Fernando Coelho Filho
Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Vicente Humberto Lôbo Cruz
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Eduardo Jorge Ledsham
Diretor-Presidente

José Leonardo Silva Andriotti
Diretor de Geologia e Recursos Minerais (interino)

Stênio Petrovich Pereira
Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Antônio Carlos Bacelar Nunes
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Nelson Victor Le Cocq D'Oliveira
Diretor de Administração e Finanças

José Leonardo Silva Andriotti
Chefe do Departamento de Recursos Minerais (interino)

Evandro Luiz Klein
Chefe da Divisão de Geologia Econômica

Patricia Duringer Jacques
Chefe de Divisão de Geoprocessamento

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto
Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica

José Márcio Henriques Soares
Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

RESIDÊNCIA DE PORTO VELHO

Cassiano Costa e Castro
Chefe da Residência

Rodrigo Rodrigues Adôrno
Assistente de Geologia e Recursos Minerais

Luiz Gilberto Dall'igna
Assistente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Franco Turco Buffon
Assistente de Hidrologia e Gestão Territorial

Marcelo Macedo Guimarães
Assistente de Administração e Finanças

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

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Recursos Minerais
Divisão de Minerais e Rochas Industriais

**METALOGENIA DAS PROVÍNCIAS MINERAIS DO BRASIL:
ÁREA SUDESTE DE RONDÔNIA**

EQUIPE TÉCNICA

Coordenação Técnica Nacional

Francisco Valdir Silveira

Coordenação Geral

Evandro Luiz Klein

Assistente de Geologia e Recursos Minerais

Rodrigo Rodrigues Adôrno

Executores do Informe

Anderson Alves de Souza
Anderson Dourado Rodrigues da Silva
Caio Gurgel de Medeiros
Carlos Eduardo Santos Oliveira
Cassiano Costa e Castro
Dalton Rosemberg da Silva
Edgar Romeo Herrera de Figueiredo Iza
Elias Martins Guerra Prado
Guilherme Ferreira da Silva
Gustavo Negrello Bergami
Lívio Wagner Chaves Corrêa
Luciano Castro da Silva
Lynthener Bianca Takenaka de Oliveira
Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros
Tiago Buch
Thyago de Jesus Ribeiro
Thiago Reis Rodrigues
Wilson Lopes de Oliveira Neto

Digitalização e Editoração

José da Costa Pinto
Lauro Gracindo Pizzatto
Marina das Graças Perin

Compatibilização e Revisão Geral

Evandro Luiz Klein
Cassiano Costa e Castro
Guilherme Ferreira da Silva

Responsável Técnico

Cassiano Costa e Castro

Normalização e Documentação

Terezinha de Jesus Fôro

Organização, Preparo e Controle da Editoração Final

COLABORADORES

APOIO TÉCNICO

Antonienta Gaudeano Lelo
Boaz Delfino de Souza
Mario Sergio dos Santos
Terezinha de Jesus Fôro

Editoração para publicação
Geride-SP

EDIÇÃO DO PRODUTO

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Departamento de Relações Institucionais e Divulgação - DERID - José Márcio Henriques Soares (interino)
Divisão de Marketing e Divulgação – DIMARK - José Márcio Henriques Soares
Divisão de Geoprocessamento – DIGEOP – Patricia Duringer Jacques – SIG/GEOBANK

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Recursos Minerais
Divisão de Minerais e Rochas Industriais

CRÉDITOS AUTORAIS

Cassiano Costa e Castro
Guilherme Ferreira da Silva

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

1. INTRODUÇÃO

Caio G. de Medeiros
Gustavo N. Bergami
Thiago R. Rodrigues

2. GEOLOGIA REGIONAL

Lívio W.C. Corrêa
Rodrigo R. Adôrno

3. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

Anderson D. R. Silva
Anderson A. de Souza
Caio G. de Medeiros
Carlos E.S. Oliveira
Cassiano C. e Castro
Dalton R. da Silva
Edgar R.H.F. Iza
Elias M.G. Prado
Guilherme F. da Silva
Gustavo N. Bergami
Lívio W.C. Corrêa
Luciano C. da Silva
Lynthener B.T. de Oliveira
Tiago Buch
Thyago de J. Ribeiro
Thiago R. Rodrigues
Wilson L. de Oliveira Neto

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

Elias M.G. Prado
Guilherme F. da Silva

5. GEOFÍSICA

Carlos E.S. Oliveira
Elias M.G. Prado
Guilherme F. da Silva

6. GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

Cassiano C. Castro
Wilson L. de Oliveira Neto

7. RECURSOS MINERAIS

Anderson D.R. da Silva
Cassiano C. Castro
Thyago de Jesus Ribeiro

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Cassiano C. Castro
Guilherme F. da Silva

APRESENTAÇÃO

A Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, do Ministério de Minas e Energia, por intermédio do Serviço Geológico do Brasil – CRRM, têm a grata satisfação de disponibilizar à comunidade técnico-científica, aos empresários do setor mineral e à sociedade em geral os resultados alcançados pelo **Projeto Províncias Metalogenéticas do Brasil: Áreas Rondônia e Acre. Bloco Sudeste**.

Este produto faz parte do *Programa Avaliação do Potencial Mineral do Brasil* do Serviço Geológico do Brasil, tendo sido desenvolvido no âmbito da Residência de Porto Velho e executado pelo Departamento de Recursos Minerais – DEREM através da Divisão de Geologia Econômica – DIGECO, desta empresa.

As ações desenvolvidas no Projeto envolvem mapeamento geológico e estrutural em escala de detalhe dos principais garimpos de ouro existentes na região, mapeamento não sistemático das Folhas Rio Escondido (SD-20-X -D-II) e Ilha do Porto (SD-20-X -D-III) e confecção de Mapa Geofísico-Geológico integrado da área do projeto na escala 1:250.000.

Estão sendo disponibilizados no GEOBANK para *download* a Nota Explicativa em PDF, os mapas geológicos na escala 1:100.000 das Folhas Rio Escondido (SD-20-X -D-II) e Ilha do Porto (SD-20-X -D-III) em SIG e o Mapa Geofísico-Geológico integrado da área do projeto na escala 1:250.000 em PDF.

Trata-se de um produto que tem por objeto principal o fomento à pesquisa e exploração mineral no Estado de Rondônia, ao tempo em que sinaliza com áreas de maior favorabilidade/prospectividade nas quais os investimentos poderão ser priorizados.

Com mais este lançamento, o Serviço Geológico do Brasil – CPRM presta sua colaboração ao firme propósito do atual governo de fomentar o desenvolvimento regional e setorial através da atualização do conhecimento geológico do Brasil. Além de ser um instrumento de formulação de políticas públicas, este produto tem a capacidade de atrair investimentos para o setor mineral, uma atividade reconhecidamente indutora de crescimento socioeconômico, cujos efeitos deflagram um círculo virtuoso de geração de emprego e renda.

EDUARDO JORGE LEDSHAM
Diretor - Presidente

JOSÉ LEONARDO SILVA ANDRIOTTI
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

O Projeto Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil, áreas RO/AC compreende as folhas Igarapé Xipingal (SD.20-X-A-VI), Ilha do Porto (SD.20-X-D-III), Porto Triunfo (SD.20-X-B-V), Rio Escondido (SD.20-X-D-II) e Rio Tanaru (SD.20-X-B-IV) encontrando-se situada na Província Rondoniano-San Ignácio (SE do Cráton do Amazônico), na região de rochas mesoproterozoicas aflorantes ao longo de uma estruturação WNW-ESE, denominada Faixa Alto Guaporé. Esta região é limitada ao norte por rochas sedimentares fanerozoicas da Bacia dos Parecis e vulcânicas da Formação Anari e ao sul por sedimentos cenozoicos da bacia do Guaporé, restringindo a área de embasamento exposto a uma faixa de aproximadamente 4.000 km². As atividades desenvolvidas envolveram o mapeamento não sistemático, compatível com a escala 1:100.000, tratamento dos dados de aerogeofísica (gamaespectrometria e magnetometria), descrição de afloramentos de rocha em campo, análises petrográficas, de sedimento de corrente e concentrado de bateia e o processamento destes dados em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG). O tratamento estatístico univariado/multivariado de sedimento de corrente forneceu duas assinaturas geoquímicas típicas: uma de afinidade máfica (Co-Cr-Cu-Fe-V-Mn-Ni-Zn-Sc-Lu-In-Sn-Al-Ga) e outra de afinidade ácida (Ce-La-Tb-Th-U-Y-Zr). A associação Ba-Mg-Rb-Sr-Ca-K foi definida na análise multivariada e não apareceu na estatística univariada. Ela ressalta a área de exposição do embasamento, acompanhando o trend SE-NW. O garimpo do Zé Goiano, única ocorrência de ouro primário dentro da área do projeto, ocorre dentro desta anomalia a sudeste da cidade de Colorado do Oeste. As zonas de afinidade máfica delimitam as áreas onde ocorrem os basaltos, dibásios e diabásios da Formação Anari. A assinatura Sn-In sugere fortemente que possam existir rochas vulcânicas ácidas associadas à Formação Anari, do Jurássico. Durante a realização das etapas de campo do projeto, diversas ocorrências de formações ferromanganesíferas de idade mesoproterozoica foram descritas, com alguns corpos de dimensões maiores chegando a serem cartografados. Os novos dados e resultados deste projeto incrementaram o conhecimento geológico e metalogenético do Sudeste de Rondônia, principalmente, por conter detalhamento dos depósitos/ocorrências, indicar novas áreas favoráveis à concentração de ouro aluvionar, manganês e Terras Raras e, assim, contribuir com o desenvolvimento do setor mineral do estado de Rondônia.

ABSTRACT

The Metallogeny of the Brazilian Mineral Provinces Project, districts RO/AC is developed in the quadricules Igarapé Xipingal (SD.20-X-A-VI), Ilha do Porto (SD.20-X-D-III), Porto Triunfo (SD.20-X-B-V), Rio Escondido (SD.20-X-D-II) e Rio Tanaru (SD.20-X-B-IV). The project area is located in the Rondoniano-San Ignácio Province, SE portion of the Amazonian Craton. In the region, Mesoproterozoic rocks outcrop following a WNW-ESE trend, in a domain called Alto Guaporé Belt. The Alto Guaporé Belt borders on the north with Phanerozoic sedimentary rocks from the Parecis Basin and volcanic from the Anari Formation, and in the south, is covered by the Cenozoic sediments from the Guaporé Basin, restricting the outcropping area of the Alto Guaporé Belt, in approximately 4000 km². The surveys executed comprehend non-systematic mapping in 1:100.000 scale, aerogeophysical data interpretation (magnetometry and gamaespectrometry), fieldwork for rock descriptions and sampling, micropetrography, stream sediment and pan concentrate geochemistry, all integrated in GIS interface. The univariate/multivariate statistical treatment from the stream sediment indicated typical geochemical signatures: one of mafic affinity (Co-Cr-Cu-Fe-V-Mn-Ni-Zn-Sc-Lu-In-Sn-Al-Ga) and one of felsic affinity (Ce-La-Tb-Th-U-Y-Zr). The chemical association Ba-Mg-Rb-Sr-Ca-K defined in the multivariate analysis was not identified in the univariate analysis. This association highlights the exposure area from the Alto Guaporé Belt aligned with the SE-NW trend. The only existing mineralization in the area, is a primary gold occurrence, which has been mined years ago by artisanal miners, and is located inside of the anomaly domain, in SW of Colorado do Oeste. The zones with mafic affinity limit the outcrops of the basalts and diabases from the Anari Formation, a Jurassic magmatic event. The Sn-In signature suggests the existence of felsic volcanic rocks cogenetic with the Anari Formation. During the field stage, several outcrops of mesoproterozoic metacherts have been found, some of them with enough dimensions to be mapped. The new data and results of this project increase the geologic and metallogenetical knowledge from the Southeast of Rondônia, giving more details about mineral occurrences, favorable areas for sedimentary gold, as well as the identification of manganese and rare earth elements mineralizations. With this project, it is expected to contribute with the development in the mining sector of the Rondônia State.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	17
1.1 - JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	17
1.2 - MÉTODOS	17
1.3 - DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO	18
1.4 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	18
1.5 - ASPECTOS SÓCIO ECONÔMICOS.....	18
1.6 - GEOMORFOLOGIA	19
1.7 - SOLO	19
1.8 - VEGETAÇÃO	20
1.9 - CLIMA	21
2 – GEOLOGIA REGIONAL	23
3 – GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	27
3.1 - COMPLEXO RIO GALERA (PP4rg).....	27
3.2 - SUÍTE INTRUSIVA SERRA DO CÉU AZUL (MP2ca)	28
3.3 - SUÍTE INTRUSIVA PINDAIATUBA (MP1 γ pi)	28
3.3.1 - Granito Rio Piolho (MP1 γ pirp)	29
3.4 - COMPLEXO MÁFICO - ULTRAMÁFICO TRINCHEIRA (MP $_1$ μ t)	29
3.5 - COMPLEXO COLORADO (MP $_1$ co)	33
3.5.1 - Unidade Calcissilicática (MP $_1$ cogc)	34
3.5.2 - Unidade Metapelítica (MP $_1$ comt).....	34
3.5.3 - Unidade Metapsamítica (MP $_1$ cogn).....	35
3.5.4 - Unidade Ferro - Manganésifera (MP $_1$ cofm)	35
3.6 - UNIDADE MÁFICA-ULTRAMÁFICA IGARAPÉ HERMES (MP $_2$ μ ih)	37
3.7 - CORPO MÁFICAS CIDADE DO COLORADO (MP $_2$ δ cc).....	39
3.8 - SUÍTE INTRUSIVA CEREJEIRAS (MP $_2$ γ $_{23}$ c)	45
3.9 - SUÍTE INTRUSIVA IGARAPÉ ENGANADO (MP $_2$ γ $_{23}$ ie).....	49
3.10 - Suíte Intrusiva Alto Escondido (MP $_2$ γ $_{23}$ ae)	51
3.11 - FORMAÇÃO CORUMBIARA (PZco)	54
3.12 - GRUPO PARECIS (JKp)	56
3.12.1 - Formação Rio Ávila (Jra).....	56
3.12.2 - Formação Utariti (K $_2$ ut)	57
3.12.3 - Formação Guaporé (N2Q1g).....	58
3.13 - COBERTURA DETRITO LATERÍTICA (N2Q1dl).....	58
3.14 - COBERTURA SEDIMENTAR INDIFERENCIADA (Q $_1$ ci)	63
3.15 - DEPÓSITOS ALUVIONARES (Q2a)	63
4 – ARCABOUÇO ESTRUTURAL	65
4.1.1 - Contexto regional	65
4.1.2 - Domínios estruturais.....	65
4.1.3 - Lineamentos	67
4.1.4 - Deformação de regime dúctil	69
4.1.4.1 - Foliações e lineações de estiramento mineral.....	69
4.1.4.2 - Dobras.....	69
4.1.5 - Deformação de regimes rúptil e rúptil-dúctil.....	71
4.1.5.1 - Juntas, fraturas híbridas e veios.....	72
4.1.5.2 - Neotectônica.....	74
5 – GEOFÍSICA	75
5.1 - INTRODUÇÃO.....	75

5.1.1 - Materiais e métodos	75
5.1.2 - Processamento de dados geofísicos	75
5.1.2.1 - Magnetometria	75
5.1.2.2 - Gamaespectrometria	80
5.1.3 - Interpretação dos dados aerogeofísicos	86
5.1.3.1 - Domínios magnéticos	86
5.1.3.2 - Lineamentos magnéticos	87
5.1.3.3 - Domínios gamaespectrométricos	88
6 – GEOQUÍMICA PROSPECTIVA.....	91
6.1 - INTRODUÇÃO.....	91
6.2 - MÉTODOS DE TRABALHO	92
6.3 - RESULTADOS.....	92
6.3.1 - Sedimentos de corrente	92
6.3.1.1 - Sumário dos estimadores e histogramas (estatística univariada).....	93
6.1.3.2 - Estatística multivariada.....	95
6.1.3.2.1 - Correlação e análise de agrupamentos	95
6.1.3.2.2 - Análise de principais componentes.....	95
6.3.2 - Concentrado de bateia	101
7 – RECURSOS MINERAIS.....	107
7.1 - SÍNTESE DO CONHECIMENTO SOBRE MINERALIZAÇÕES NA ÁREA.....	107
7.2 - OURO	108
7.3 - CU-NI-CR E EGP.....	114
7.4 - FERRO E MANGANÊS	117
8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	119
9 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	121
LISTAGEM DOS INFORMES DE RECURSOS MINERAIS.....	125

**METALOGENIA DAS PROVÍNCIAS
MINERAIS DO BRASIL:
ÁREA SUDESTE DE RONDÔNIA**

ESTADO DE RONDÔNIA

1 – INTRODUÇÃO

Caio Gurgel de Medeiros; Gustavo Negrello Bergami; Thiago Reis Rodrigues.

O presente informe mineral visa descrever os resultados do mapeamento, em conjunto com a avaliação do potencial mineral das folhas Igarapé Xipingal (SD.20-X-A-VI), Ilha do Porto (SD.20-X-D-III), Porto Triunfo (SD.20-X-B-V), Rio Escondido (SD.20-X-D-II) e Rio Tanaru (SD.20-X-B-IV). O projeto foi executado pela Gerência de Geologia e Recursos Minerais da Residência de Porto Velho, no âmbito da Diretoria de Geologia e Recursos Minerais, e faz parte do Projeto Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil, áreas RO/AC, financiado pelo Programa de Aceleração do Crescimento (PAC 2).

As atividades desenvolvidas envolveram o mapeamento não sistemático, compatível com a escala 1:100.000, descrição de afloramentos de rocha em campo, coleta de amostras para descrição petrográfica, e o processamento destes dados em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG). Como base bibliográfica foram utilizados dados dos mapeamentos em escala 1:250.000 da Folha Pimenteiras (Rizzotto et al., 2010) e Folha Vilhena (Rizzotto et al., 2016) realizados pelo Programa Geologia do Brasil, Projeto Guaporé (Rizzotto et al., 2007); Carta Metalogenética do Brasil ao Milionésimo, Folha SD.20 Guaporé (Rizzotto et al., 2004); além de projetos mais antigos como o Projeto Platina, área Corumbiara-Chupinguaia (Romanini, 2002) e Projeto Sudeste de Rondônia (Torres et al., 1977). Também foram utilizados dados de levantamentos aerogeofísicos do Projeto Sudeste de Rondônia (Aeromagnetométrico e Aerogamaespectométrico) (CPRM, 2006).

O produto resultante consiste em uma informe mineral em formato PDF com descrição das principais unidades geológicas da área estudada e demais resultados do projeto, dois mapas geológicos, na escala 1:100.000 (Figura 1.1) e uma carta geofísica-geológica na escala de 1:250.000. As informações são também organizadas em SIG e disponíveis no GEOBANK (www.cprm.gov.br). Estas informações constituem um instrumento de fomento e fornecerão subsídios à análise de investimentos em pesquisa mineral na região sudeste de Rondônia.

1.1. JUSTIFICATIVA E OBJETIVO

O projeto de cartografia geológica do Programa Geologia do Brasil, em escala 1:250.000, executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, melhorou muito o entendimento geológico que existia sobre a região em estudo, com a definição de diversas unidades litológicas novas. Porém, ainda não possui um nível de detalhe ideal para solucionar a maior parte dos problemas geológicos existentes na área. Apesar disto, as unidades litológicas definidas por este pro-

jeto não foram alteradas, assim, seguiu-se a nomenclatura utilizada e cadastrada na base de dados da CPRM no GEOBANK. Além disto, a região estudada tem um histórico de produção de ouro por garimpos, na década de 1980, que exploraram grande parte de seus produtos em mineralizações secundárias, porém não existem registros de dados de produção. Alguns, como o Garimpo do Goiano, chegaram a lavar ouro de porções mais intemperizadas do minério primário, mas interromperam suas atividades à medida que a extração se tornou mais complexa. Estas evidências demonstram o potencial metalogenético da área para mineralizações auríferas.

Apesar de o Programa Geologia do Brasil ter definido as principais unidades litológicas e identificado os locais de garimpo existentes na área, mais estudos foram realizados neste trabalho para uma melhor caracterização das mineralizações, por exemplo:

- a - Definição dos principais alvos prospectivos;
- b - Execução de trabalhos de campo nestes alvos para descrição e coleta de amostras dos veios mineralizados e de suas rochas encaixantes;
- c - Realização de estudos petrográficos e calco-gráficos destas amostras para definir sua assembleia mineral e os produtos de alteração hidrotermal, além de procurar definir uma zonalidade da mineralização;
- d - Confecção de mapas geológico em escala 1:100.000 das Folhas Rio Escondido (SD.20-X-D-II) e Ilha do Porto (SD.20-X-D-III), com compatibilização das informações em ambiente SIG;
- e - Confecção de um mapa geofísico-geológico integrando toda área do projeto na escala 1:250.000.

Assim, este estudo pretende aumentar a compreensão da geologia do sudoeste do Cráton Amazônico, bem como fornecer informações para fomentar a implantação de empreendimentos de mineração, o que poderá contribuir para uma melhora na qualidade de vida da população local.

1.2. MÉTODOS

As atividades se resumem a quatro fases: (1) pré-campo, consistiu no planejamento, aquisição de documentação técnica, imagens de sensores remotos e dados aerogeofísicos, compilação bibliográfica, interpretação de imagens de satélite, transformação e integração de dados cartográficos de projetos anteriores em Sistema de Informações Geográficas (SIG), reprocessamento e interpretação de levantamentos aerogeofísicos, catalogação de dados geocronológicos

e atualização do cadastramento de recursos minerais; (2) etapas de campo, nas quais foram descritos pontos de afloramentos e coleta de amostras para petrografia, através da realização de perfis regionais interceptando o objeto geológico específico, selecionado na primeira etapa; (3) confecção das lâminas petrográficas e sua descrição e interpretação; (4) compilação e integração de todos os dados obtidos nas etapas anteriores, seu processamento em ambiente SIG, com a geração de um mapa geológico, um mapa de potencial mineral e a redação deste informe mineral.

1.3. DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO

Os dados físicos de produção estão listados na tabela 1.1.

ATIVIDADE REALIZADA	QUANTIDADE
Afloramentos descritos	1.000
Amostras de rocha coletadas	135
Análises petrográficas	138
Análises químicas de sedimento de corrente	586

Tabela 1.1: Dados físicos de produção do projeto.

1.4. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo se encontra localizada no sudeste do Estado de Rondônia (Figura 1.1), e engloba, também, uma parte do oeste do Estado de Mato Grosso. A região engloba porções das folhas SD.20-X-A (Pedras Negras), SD.20-X-D (Pimenteiras), SD.20-X-B (Vilhena).

O acesso à área, partindo de Porto Velho, pode ser feito por via rodoviária e aérea. O primeiro é feito pela BR-364, entrando a direita no km 701 (sentido Porto Velho - Vilhena) na RO-339 que passa pelos municípios de Colorado do Oeste (70 km), Cerejeiras (109 km) e Pimenteiras (160 km). Os dois primeiros trechos são asfaltados, enquanto os que interligam Cerejeiras a Corumbiara (40 km) e Cerejeiras a Pimenteiras (61 km) são terraplanados e permitem o acesso às estradas que servem de eixo rodoviário para as linhas de colonização do INCRA, o que permite um fácil acesso às sedes das fazendas da região.

O acesso aéreo pode ser feito por meio de voos comerciais que ligam Porto Velho Vilhena e Ji-Paraná (Rondônia) e a partir destas para Cuiabá (Mato Grosso) e Brasília (DF). Além destas opções, há uma pista de aviação na cidade de Comodoro (MT) e também na Fazenda Sperafico, localizada no extremo sudeste da Folha Pimenteiras, há uma pista de pouso que permite a operação de pequenas aeronaves.

1.5. ASPECTOS SÓCIO ECONÔMICOS

A área de estudo engloba os seguintes municípios, com suas respectivas populações definidas no Censo de 2010 do IBGE: Cabixi (6.313 habitantes), Cerejeiras (17.029 habitantes), Chupunguaia (8.301 habitantes), Colorado do Oeste (18.591 habitantes.), Corumbiara (8.783 habitantes) e Pimenteiras do Oeste (2.315 habitantes), no estado de Rondônia, e Comodoro (18.178 habitantes) no estado de Mato Grosso, perfazendo um total de 79.510 habitantes distribuídos em uma área total de 41.519 km² o que fornece

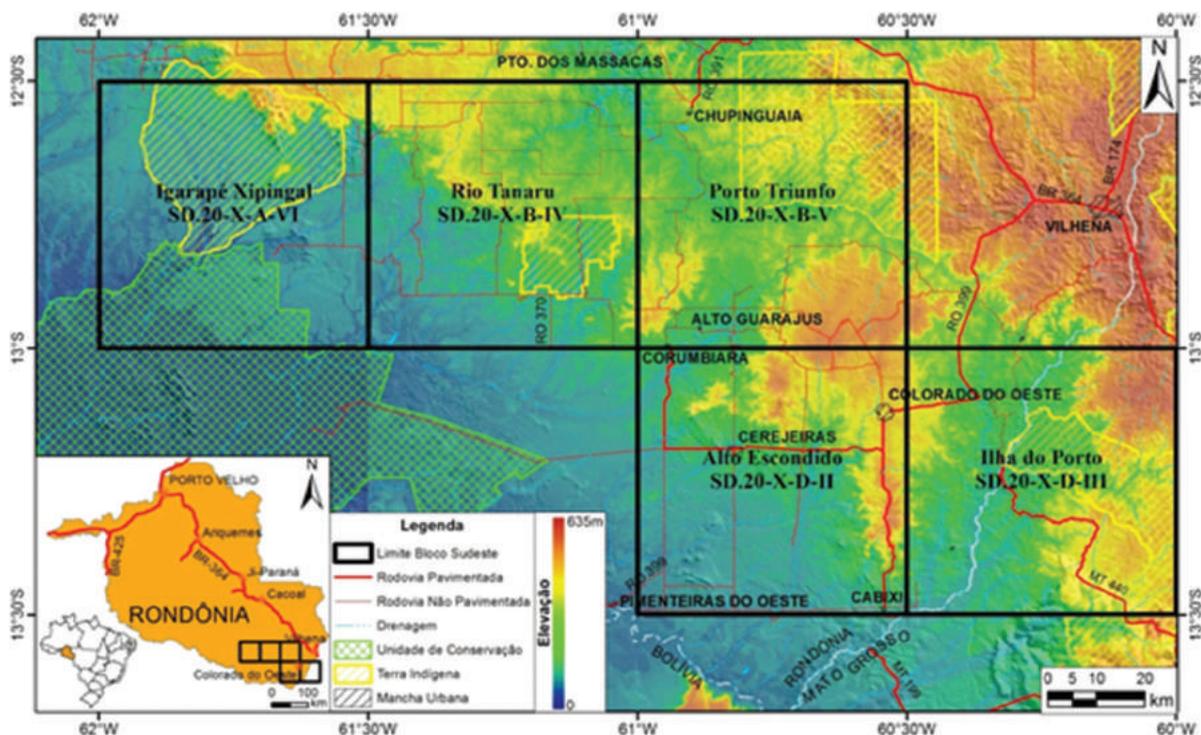


Figura 1 2. Localização e principais vias de acesso do Bloco Sudeste.

uma baixa densidade demográfica de 1,91 hab/km², o que é devido principalmente ao fato de a atividade basal da região ser a agropecuária, com as populações concentradas nos núcleos urbanos das cidades.

A colonização da região data do início do século XX, com a passagem do Tenente Coronel Candido Mariano da Silva Rondon que instalou um posto telegráfico no Planalto dos Parecis o que fez surgir uma vila em seu entorno e esta vila viria a se tornar a cidade de Vilhena. Nos anos 1960, o INCRA (Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária) distribuiu terras da União a colonos que estivessem dispostos a ocupa-las e isto atraiu migrantes de todo o país. Nos anos seguintes foram surgindo novos vilarejos no entorno de Vilhena que foram se tornando municípios independentes a partir de desmembramentos da cidade original.

Atualmente, a região é representada predominantemente por fazendas de criação de gado de corte e também leiteiro, além de grandes plantações de soja. Em pequenas fazendas e/ou sítios, há pequenas culturas de café, milho, arroz, cacau, mandioca, banana, entre outros, essencialmente de caráter de subsistência.

Segundo dados do IBGE (2010) o IDH-M (Índice de Desenvolvimento Humano Médio) da região é 0,664, o que é classificado como um valor médio, porém inferior à média do Estado, que é de 0,690 (IBGE, 2010).

Nos municípios localizados no Estado de Rondônia existem 565 empresas comerciais de serviços, com uma participação de apenas 4,15 % em relação ao Estado. (SEFIN/FIERO, 2004). Fora isto, segundo Sumitani, N.G. (2006), inserido no plano de arrecadação de tributos e os repasses governamentais, que representam as principais fontes de recursos das administrações municipais para bancar as operações e investimentos em áreas essenciais, notou-se que, em 2003, esses municípios receberam somente 0,98% do repasse de tributos arrecadados pelo Estado, e em 2004 com apenas 0,92% deste montante, o que mostra a baixa participação da região na questão da arrecadação.

Existem áreas impróprias para a agricultura, representadas por coberturas sedimentares arenosas com a presença de solos podzólicos quartzosos e gleissolos associados a regiões que alagam no inverno, e são usadas para o estabelecimento de fazendas de criação de gado. Esta região é normalmente ocupada por pequenos proprietários devido à facilidade de instalação vinda da presença de uma vegetação de cerrado e campo (Rizzotto et al., 2007).

1.6. GEOMORFOLOGIA

Segundo o Mapa de Unidades de Relevo do Brasil (IBGE, 2006), a área do projeto está inserida em três domínios morfoestruturais distintos: Planalto dos Parecis, Depressão do Rio Guaporé e Planí-

cies e Pantanaís do Rio Guaporé, sendo este último domínio representado por depósitos sedimentares quaternários.

A Depressão do Rio Guaporé é constituída por superfícies aplainadas situadas no interior de uma vasta superfície rebaixada por subsidência tectônica, cujas cotas variam entre 150 e 250 m. Essa depressão apresenta-se, em parte, entulhada por uma sedimentação fluviolacustre recente, sendo delimitada, a norte e a nordeste, pelas superfícies aplainadas do sul da Amazônia e pelo Planalto dos Parecis. Ao sul e a sudoeste, essa superfície é inumada pela sedimentação quaternária da bacia do rio Guaporé. O domínio é representado por extensas superfícies aplainadas e vastos tabuleiros de baixa amplitude de relevo, sulcados por rios meândricos de padrão predominantemente dendrítico em uma rede de canais de baixa densidade de drenagem. Esporadicamente, emergem desses terrenos baixos inselbergs e raros maciços montanhosos isolados (Adamy, 2010).

O Planalto dos Parecis está localizado no sudeste do estado de Rondônia e representa um conjunto de formas de relevo dispostas em superfícies tabulares ou localmente dissecadas em colinas (com desnivelamentos locais inferiores a 50 m) subdivididas em patamares litoestruturais, posicionadas em cotas que variam entre 300 e 600 m (Adamy, 2010). O domínio é delimitado, a sul e a sudoeste, pela Depressão do Rio Guaporé, por meio de rebordos erosivos dissecados com 100 a 200 m de desnivelamento total (Figura 1.2).

1.7. SOLO

De acordo com os mapas elaborados pelo IBGE (2006, 2009), a partir da atualização das cartas 1:250.000, do Manual Técnico de Pedologia – IBGE e de interpretações de imagens Landsat TM5, foi possível distinguir as seguintes classes de solo na área de abrangência do projeto: argissolo vermelho-amarelo, chernossolo argilúvico, gleissolo háplico, latossolo vermelho-amarelo, luvisolo crômico, neossolo litólico, neossolo quartzarênico e plintossolo argilúvico.

Os argissolos vermelho-amarelos eutróficos e distróficos de textura média/argilosa recobrem a maior parte da área, marcada por um relevo ondulado a levemente ondulado, sustentado pelo embasamento cristalino. Este tipo de solo é caracterizado pelo aumento de argila do horizonte superficial A para o subsuperficial B. A profundidade dos solos é variável, mas em geral são pouco profundos a profundos. São juntamente com os latossolos, os solos mais expressivos do Brasil, sendo verificados em praticamente todas as regiões (IBGE, 2007).

O chernossolo argilúvico órtico saprolítico ocorre de forma restrita ao norte da cidade de Corumbiara, Rondônia, perfazendo relevo ondulado à fortemente ondulado, em associação com o argissolo vermelho-amarelo eutrófico e o cambissolo hápli-

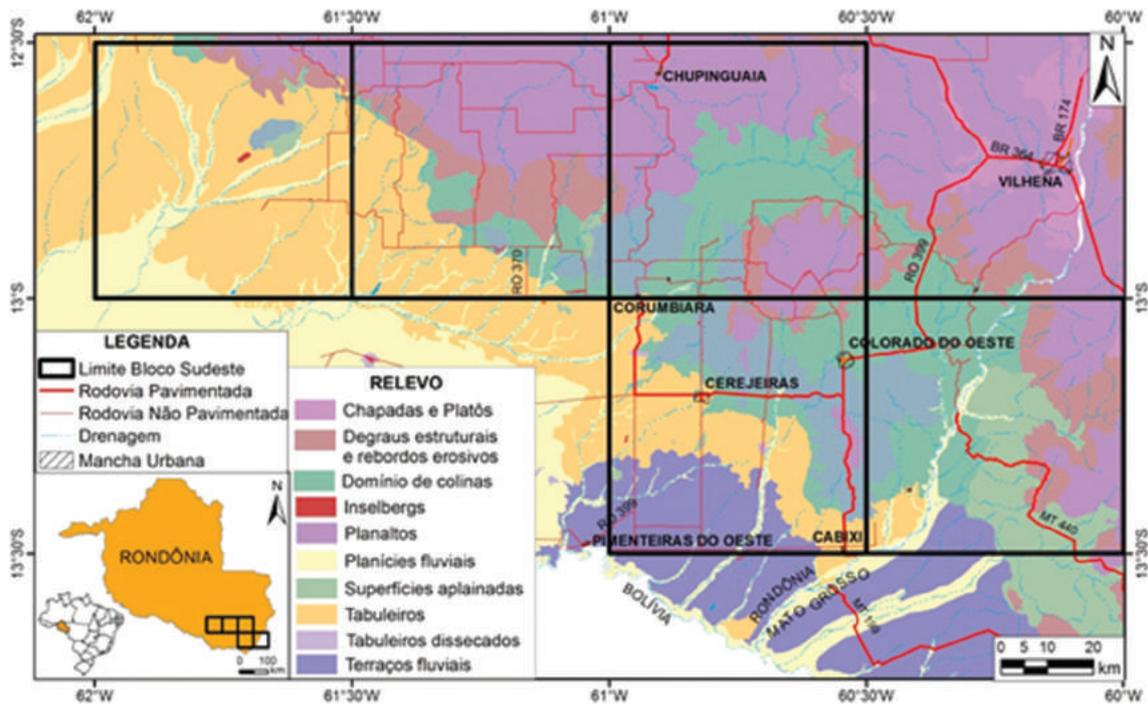


Figura 1.2. Mapa simplificado de unidades relevo do Bloco Sudeste.

co. Os chernossolos possuem pequena espessura, possuindo um horizonte superficial A com teores consideráveis de matéria orgânica (IBGE, 2007).

Os gleissolos háplicos distróficos possuem textura argilosa e são típicos de áreas alagadas ou sujeitas a alagamento, além de serem caracterizados pela presença de um horizonte A (mineral) ou H (orgânico), seguido de horizonte cinza-olivácea, esverdeado ou azulado (glei), resultante da redução de óxidos de ferro sob saturação de água durante todo o ano ou parte dele. Esta classe de solo ocupa principalmente as planícies de inundação de rios e córregos, áreas conhecidamente de relevo plano.

Os latossolos vermelho-amarelos ácrico e distrófico são solos tipicamente profundos, com boa drenagem e normalmente baixa fertilidade, necessitando por vezes de adubação e calagem. Possuem textura média a argilosa, ocorrendo na área do projeto em locais com relevo plano a levemente ondulado. Quando argilosa, esta classe de solo é muito explorada com lavouras de grãos mecanizadas.

O Luvissole crômico órtico representa uma classe de solos rasos, raramente ultrapassando 1 m de profundidade, com cores desde vermelhas a acinzentadas, geralmente apresentando razoável diferenciação entre os horizontes superficiais e os subsuperficiais. Na área que compreende o projeto, ocorre em associação ao chernossolo argilúvico, a norte da cidade de Corumbiara, em áreas de relevo forte a ondulado, apresentando textura argilosa a média. Outro aspecto refere-se à presença de minerais primários facilmente intemperizáveis.

Os neossolos litólicos são modernos e poucos desenvolvidos, com fase pedregosa, ocorrem em relevo ondulado e possuem horizonte A moderado e

textura média (Fontes et al. 2004).

Os neossolos quartzarênicos são solos arenosos, bem drenados, com pelo menos 2 m de profundidade, ricos em quartzo e destituídos de minerais primários pouco resistentes ao intemperismo e, portanto, pobres em nutrientes.

Os plintossolos argilúvicos e háplicos que apresentam drenagem restrita têm como característica diagnóstica a presença do horizonte plíntico que é identificado principalmente por cores mosqueadas ou variegadas, compostas de tons desde vermelhos a acinzentados. São abundantes na região amazônica (Amapá, Ilha de Marajó), baixada Maranhense, Norte do Piauí, Sudeste de Tocantins, Nordeste de Goiás, Pantanal e baixadas da Ilha do Bananal.

1.8. VEGETAÇÃO

A área do projeto engloba o Bioma Amazônia, caracterizado por um gradiente de vegetação que varia entre a floresta ombrófila e o cerrado (IBGE, 2006). A partir dos mapas de vegetação do Brasil e do Estado de Rondônia (IBGE, 2006), foram individualizadas quatro regiões fitoecológicas, sendo elas: floresta ombrófila densa (floresta pluvial tropical), floresta ombrófila aberta (faciações da floresta densa), floresta estacional semidecidual (floresta tropical subcaducifólia) e savana (cerrado), além das zonas de vegetação de transição, áreas sob influência antrópica (agricultura, pecuária) e formações pioneiras.

A floresta ombrófila densa é um tipo de vegetação constituída basicamente de macro e mesofanerófitos, além de llanas e epífitos, caracterizada por um clima ombrotérmico, praticamente sem período

biologicamente seco, com precipitações acima de 2.300 mm e temperaturas médias anuais entre 22° e 23°C. Ocorre predominantemente na Amazônia e também em áreas costeiras, desde Pernambuco até o Rio Grande do Sul.

O tipo de floresta ombrófila aberta caracteriza-se pela menor densidade de árvores, em relação ao anterior e pela predominância de formas biológicas de fanerófitas rosuladas e/ou llanas lenhosas. Ainda situada na faixa de clima ombrotérmico, pode, entretanto, apresentar um curto período seco, com cerca de 2-3 meses. Em geral, ocupa os espaços intermediários ao sul do vale amazônico, situando-se entre o domínio da floresta ombrófila densa e o da floresta estacional semidecidual e/ou savana.

A floresta estacional semidecidual, ecologicamente conceitua-se como o tipo de vegetação condicionada pela estacionalidade climática, que provoca seca fisiológica e em consequência caducifolia, especialmente no estrato superior das árvores, nos períodos críticos. Para ser considerada semidecidual, a percentagem das árvores sem folhas ou caducas, no conjunto florestal deve situar-se entre 20 e 50%. É composta geralmente por mesofanerófitos, isto é, por plantas de porte mediano, variando entre 20 e 30 metros de altura.

A tipologia da savana (cerrado) tem ocorrência por toda a zona neotropical, onde se distribui preferencialmente em áreas de clima estacional,

geralmente com período seco entre 3-6 meses. Sua fisionomia principal é constituída por fanerófitos de pequeno porte (nano e microfanerófitos), com árvores de 4-6 metros de altura, eventualmente entremeadas com indivíduos maiores. Caracteriza-se ainda pela presença de xeromórfitos e hemicriptófitos, plantas lenhosas e/ou herbáceas que apresentam duplo modo de sobrevivência ao período seco (aéreo e subterrâneo) e que se renovam periodicamente, geralmente após queimadas e com as primeiras chuvas (IBGE, 2006).

1.9. CLIMA

De acordo com a classificação de Köppen (1948) o clima na área de estudo é do tipo AW- Clima Tropical Chuvoso, com média climatológica da temperatura do ar, durante o mês mais frio, superior a 18° C (megatérmico). A média anual da temperatura do ar gira em torno de 24°C e 26°C, não sendo raras máximas diárias de 35°C nas áreas mais baixas.

A precipitação média anual na área de abrangência do projeto situa-se entre valores de 1.400-1.500 mm (SEDAM, 2002). A estação chuvosa ocorre de outubro a abril e o período mais seco em junho, julho e agosto. Os meses de maio e setembro são considerados como períodos de transição entre as duas estações.

2 – GEOLOGIA REGIONAL

Lívio Wagner Chaves Corrêa; Rodrigo Rodrigues Adôrno

A área do Sudeste de Rondônia, foco deste trabalho, se insere no contexto do Cráton Amazônico (Almeida, 1978), um segmento crustal estabilizado há cerca de 1,0 Ga, circundado pelas faixas móveis Neoproterozoicas de Tucavaca, na Bolívia, Araguaia-Cuiabá, no Brasil Central e, Tocantins, no norte do Brasil (Tassinari & Macambira, 1999).

O Cráton Amazônico pode ser subdividido em províncias geocronológicas que apresentam idades, padrões estruturais e evoluções geodinâmicas distintas e particulares (Figura 2.1).

Dois modelos de compartimentação são correntes. O modelo proposto por Tassinari & Macambira (1999, 2004) divide o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas: Província Amazônia Central (> 2,5 Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2,25-2,0 Ga), Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Província Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Província Sunsás (1,3-1,0 Ga) (Figura 2.1a). Esse modelo sugere que as provín-

cias Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena e parte das províncias Maroni-Itacaiúnas, Rondoniana-San Ignácio e Sunsás evoluíram por meio de sucessivas acreções de arcos magmáticos continentais, acompanhadas de magmatismo de fonte mantélica superior.

A evolução das Províncias Sunsás, Rondoniana-San Ignácio e Maroni-Itacaiúnas podem estar associadas à reciclagem de crosta continental mais antiga. A Província Amazônia Central é o segmento mais antigo do Cráton Amazônico, sendo dividida em dois blocos tectônicos principais, Carajás e Xingu-Iriconimé (Tassinari & Macambira, 2004).

O modelo proposto por Santos et al. (2000, 2006) (Figura 2.1b) compartimenta o Cráton Amazônico em sete províncias geológicas: Carajás-Imataca (3,0-2,5 Ga), Amazônia Central (arqueano?), Transamazônica (2,26-2,01 Ga), Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga), Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga), Rio Negro (1,82-1,52 Ga) e Sunsás (1,45-1,10 Ga).

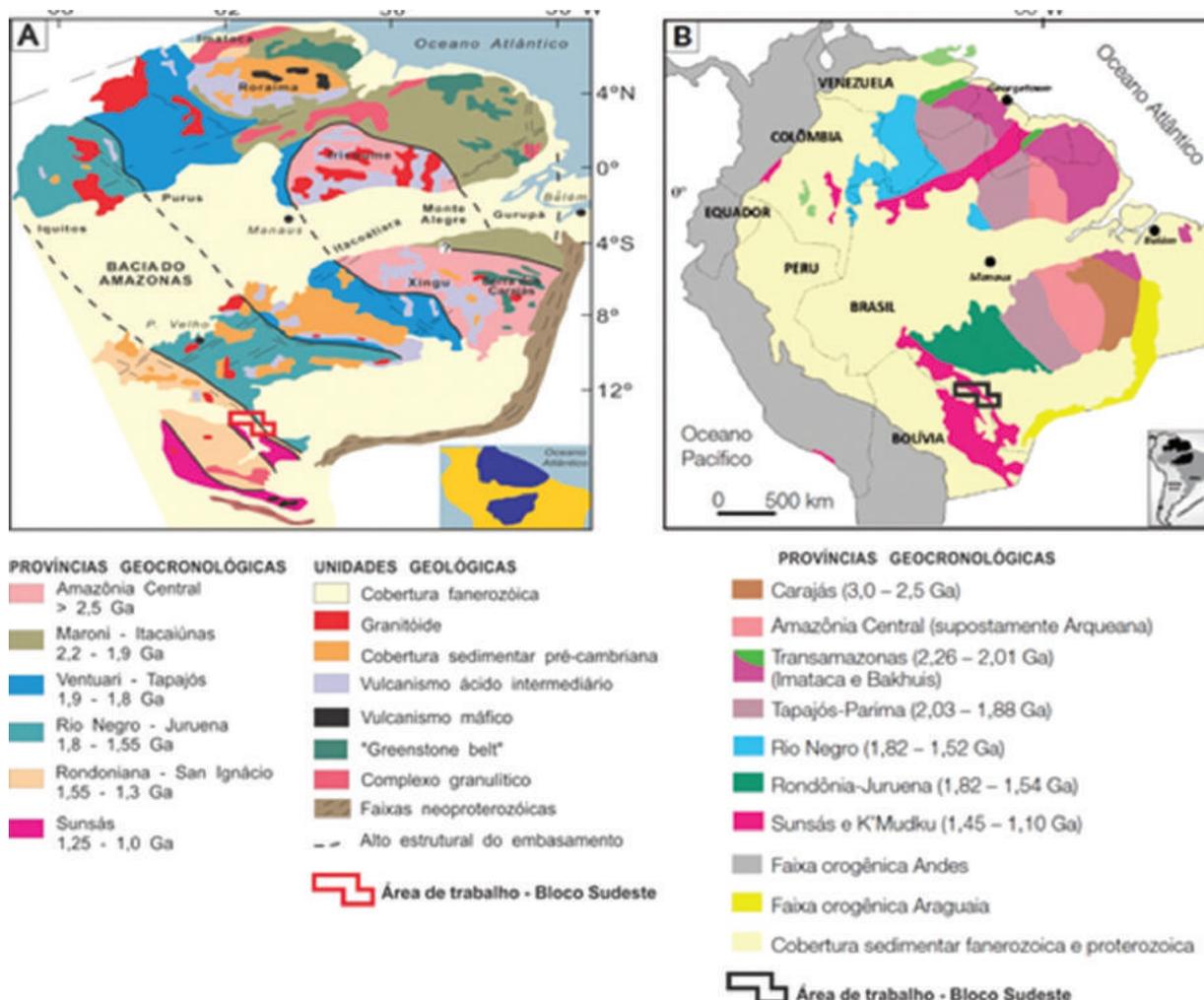


Figura 2.1. Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, de acordo com as propostas de (A) Tassinari e Macambira (2004) e (B) Santos et al., (2006), incluindo a localização da área de estudo.

A geologia regional e particularmente a estruturação do seguimento sudoeste do Cráton Amazônico, é pouco conhecida. Os trabalhos desenvolvidos neste seguimento se restringem a mapeamentos regionais (Pinto Filho et al. 1977, Litherland et al. 1986, Scandola et al. 1999, Rizzotto, 1999, Boger et al. 2005, Ruiz, 2005, Scandola, 2006).

Considerando as distintas propostas de compartimentação do Cráton Amazônico, a área de trabalho está inserida na província Rondônia-San Ignácio (Tassinari & Macambira, 2004). Neste contexto, Rizzotto et al. (2002) caracterizaram um evento tectono-magmático de abrangência regional com idades de 1350 a 1320 Ma no sudeste do estado de Rondônia. Posteriormente, Rizzotto & Dehler (2007) propuseram a Faixa Alto Guaporé (de natureza acrescionária, com acreção de crosta juvenil, e colisional em condições metamórficas de alto grau, sendo que o mesmo possui correspondência temporal com a orogenia San Ignácio, definida no oriente Boliviano por Litherland et al. (1986) e com as orogenias Rondoniana (Teixeira e Tassinari, 1984) e Candeias (Santos et al. 2002), embora a conotação tectônica entre estes eventos seja bastante distinta.

A Faixa Alto Guaporé (Figura 2.2), foi gerada em resposta a uma orogenia colisional de crosta oceânica contra crosta continental. Esta faixa se estende desde o setor centro-setentrional de Rondônia, prolongando-se para o sudeste até a porção sul-ocidental de Mato Grosso, em grande parte encoberta pelas coberturas sedimentares das bacias dos Parecis e do Guaporé, correspondendo a uma zona estreita e alongada delineada por fortes anomalias magnéticas Rizzotto et al., 2002. Ainda segundo Rizzotto et al. (2002) as unidades litotectônicas predominantes

da faixa Alto Guaporé são representadas pelo Complexo Colorado e pelo Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira.

O Complexo Colorado é constituído por rochas supracrustais clasto-químicas compostas por plagioclásio-biotita-quartzo paragneisse bandados e migmatíticos, xistos, formações ferríferas, gnaisses calcissilicáticos, metagabros e anfibolitos subordinados. O Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira é composto por uma associação de rochas polideformadas em condições metamórficas da fácies anfibolito superior a granulito, representadas por rochas de fundo oceânico, constituídas predominantemente por anfibolitos bandados, metagabros, hornblenditos (metapiroxenitos), serpentinitos e metabasaltos subordinados. A composição geoquímica das rochas máficas em muito se assemelha à de basaltos de arco de ilhas oceânicos com tendência a de basaltos toleíticos modernos tipo N-MORB (Rizzotto et al., 2002).

Neste ambiente de fundo oceânico estão inseridas as formações ferríferas bandadas, formações ferro-manganesíferas e gnaisses calcissilicáticos, ambas representantes de sedimentação/precipitação química. Fazendo parte deste ambiente extensional (bacia *back-arc*) ocorre uma repetitiva e monótona associação de xistos e paragneisses derivados, respectivamente, de pelitos e arenitos impuros (grauvacas) de uma provável sequência turbidítica de mar profundo, deformada e metamorfizada em condições de fácies granulito. Intrusões nesse domínio estão marcadas por um magmatismo bimodal máfico-félsico, de posicionamento sin a tardi tectônico, que se distribuem regionalmente.

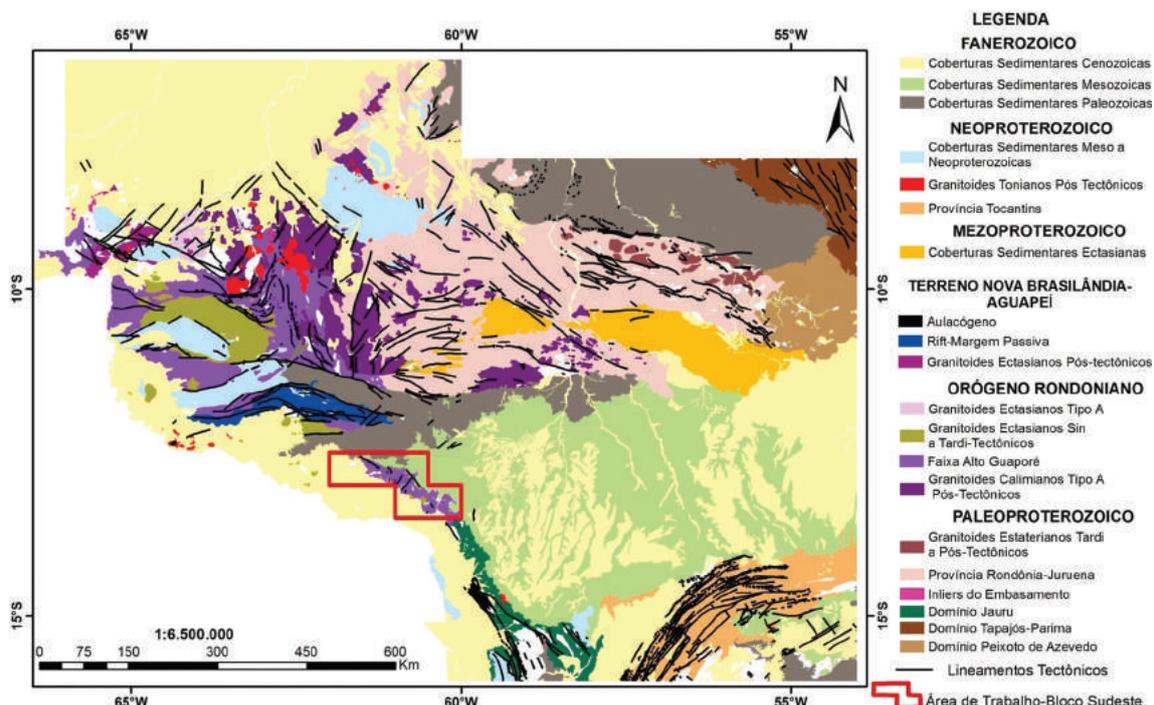


Figura 2.2. Quadro tectono-estratigráfico da porção sudoeste do Cráton Amazônico. Polígono em vermelho refere-se à área estudada. Modificado de (Rizzotto et al., 2002).

De acordo com (Rizzotto et al., 2002), durante a instalação da Faixa Alto Guaporé ocorreu a intrusão de vários corpos granitoides, marcadores de três fases distintas da deformação: granitos sintectônicos, granitos tardi-tectônicos e granitoides pós-tectônicos.

Os granitoides sintectônicos são intrusivos nos xistos, paragneisses e anfibolitos do Complexo Colorado, suas feições sugerem relação coeva com o magmatismo máfico. Composicionalmente são representados por sienogranito a tonalitos. Apresentam uma forte trama de fluxo magmático, com ou sem superposição de deformação no estágio *subsolidus*. Essas feições, aliadas às características texturais sugerem colocação destes corpos em regime compressional desde sin até tardi-cinemático. Amostras datadas pelo método U-Pb em zircão (convencional) forneceram idades de 1340 ± 3 Ma (MSWD=0,17), (Rizzotto et al., 2010).

Os granitoides tardi-tectônicos apresentam contato claramente discordante com as rochas do embasamento. São granitos *stricto sensu*, homogêneos, leucocráticos, com incipiente trama de fluxo magmático, granulação fina, de coloração acinzentada, esbranquiçada a levemente rosada, datação U-Pb por *shrimp*, o qual apresentou resultado de 1332 ± 3 Ma (Rizzotto et al., 2010).

Os granitoides pós-tectônicos representam a terceira fase de alojamento de corpos graníticos no interior da Faixa Alto Guaporé. Estes granitoides ocorrem como matações subarredondados, exibindo contato abrupto discordante, tangenciando o bandamento gnáissico e/ou foliação metamórfica dos gnaisses e xistos do Complexo Colorado. Estes granitoides são classificados como sienogranito e feldspato alcalino granito, leucocráticos, de granulação fina, estrutura maciça, textura porfirítica a equigranular hipidiomórfica, predominantemente isotrópicos, e raramente com uma discreta trama planar originada no estágio *solidus*.

A análise de imagens de radar, aerogeofísicas e dos mapas geológicos regionais disponíveis da porção sudoeste do Cráton Amazônico, sugere uma estruturação regional em arco, delineada pelas grandes zonas de cisalhamento Mesoproterozoicas. Este arco seria formado pelo alinhamento estrutural WNW-ESE a oeste e sul de Rondônia, declinando para próximo de N-S no sudoeste de Mato Grosso. Esta geometria foi descrita anteriormente por Litherland et al. (1986) no escudo boliviano, tendo sido considerada precursora da inflexão denominada de Arco de Arica na cadeia Andina (Litherland et al., 1986). Os dados geocronológicos e as correlações regionais sugerem que estas estruturas limitaram a SW o Cráton Amazônico durante a orogênese Rondoniana-San Ignácio (Rizzotto et al., 2006).

A Faixa Alto Guaporé apresenta zonas de cisalhamento de empurrão frontais a oblíquas, com movimento de topo para leste-nordeste durante o encurtamento atribuído à Orogenia Rondoniana. Dois episódios de deformação foram reconhecidos: o primeiro produziu zonas de cisalhamento de alto grau, de direção predominante NW-SE, com forte mergulho e lineação de estiramento *down-dip*. O segundo produziu um deslocamento transpressivo sinistral de direção ENE-WNW, com lineação de estiramento oblíqua e de médio grau metamórfico (Rizzotto et al., 2010).

Ambos os episódios deformacionais foram aparentemente contemporâneos ao extenso magmatismo bimodal ácido-básico. Fundidos tardios associados a uma tectônica dúctil-rúptil se instalaram ao longo de empurrões de direção NE-SW, os quais deformam a trama dúctil preexistente e antecedem o evento extensional que se seguiu com a deposição dos Grupos Nova Brasilândia e Aguapeí a norte-noroeste e sudeste, respectivamente.

Durante o Fanerozóico ocorreram diversos episódios de subsidência no Cráton Amazônico que proporcionaram a instalação das bacias do Amazonas, Solimões e Parecis (Milani e Zalán, 1999). Estas bacias permaneceram ativas entre o Ordoviciano e o Permiano. Durante o Cretáceo houve sedimentação continental, seguida por processos de lateritização e alteração durante o Terciário e posterior deposição de coberturas cenozoicas fluviais (Dardenne et al., 2006).

A bacia dos Parecis é uma das bacias intracratônicas brasileiras, possui formato alongado na direção E-W e uma área de aproximadamente 500.000Km² de extensão do norte de Mato Grosso até o sueste do Estado de Rondônia (Figura 2.3) (Siqueira, 1989). Esta bacia é subdividida em três sub-bacias de oeste para leste: sub-bacia Rondônia, sub-bacia Juruena e sub-bacia do Alto Xingu (Siqueira, 1989; Bahia et al., 2007).

O registro sedimentar da bacia dos Parecis compreende rochas com idades do Ordoviciano ao Cenozóico, totalizando uma pilha sedimentar com espessura máxima da ordem de 6000 metros (Siqueira, 1989). A estratigrafia da bacia dos Parecis compreende o empilhamento de cinco megassequências deposicionais: Ordoviciano-Siluriano Formações Cacoal e Pimenta Bueno, Devoniano Formações Furnas e Ponta Grossa, Carbonífero-Permiano Formação Rolim de Moura, Juro-Cretáceo Grupo Parecis e Cenozoico Formação Guaporé, coberturas detrito-lateríticas, coberturas sedimentares indiferenciadas e depósitos aluvionares (Bahia et al., 2006; Quadros e Rizzotto, 2007; Rizzotto et al. 2010).

3 – GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

Anderson D. R. Silva, Anderson A. de Souza, Caio G. de Medeiros; Carlos E.S. Oliveira; Cassiano C. e Castro, Dalton R. da Silva; Edgar R.H.F. Iza; Elias M.G. Prado; Guilherme F. da Silva; Gustavo N. Bergami; Lívio W.C. Corrêa; Luciano C. da Silva; Lynthener B.T. de Oliveira; Thiago Buch; Thyago de J. Ribeiro; Thiago R. Rodrigues; Wilson L. de Oliveira Neto.

Os trabalhos de campo para adequação da cartografia geológica (mapeamento não sistemático) foram realizados apenas nas Folhas Rio Escondido (SD.20-X-D-II) e Ilha do Porto (SD.20-X-III). As unidades descritas a seguir estão espacialmente relacionadas a estas duas folhas. Estas compreendem o Complexo Rio Galera, Suíte Intrusiva Pindaiatuba (Granito Rio Pio-lho), Complexo Máfico – Ultramáfico Trincheira, Com-plexo Colorado (Complexo Colorado indiviso, Unidade Calcissilicática, Unidade Metapelítica, Unidade Me-tapsamítica e Unidade Ferro – Manganésifera), Máfica – Ultramáfica Igarapé Hermes, Máficas Cidade de Co-lorado, Suíte Intrusiva Cerejeiras, Suíte Intrusiva Igarapé Enganado, Suíte Intrusiva Alto Escondido, Granito Igarapé Jabuti, Formação Corumbiara, Grupo Parecis

(Formação Rio Ávila e Formação Utiariti), Formação Guaporé (Depósitos Fluviais Arenosos), Cobertura De-trito Laterítica, Cobertura Sedimentar indiferenciada e Depósitos Aluvionares (Figura 3.1).

3.1. COMPLEXO RIO GALERA (PP4rg)

O Complexo Rio Galera aflora na porção leste da área mapeada ocupando 6,5 % da área, totalizando aproximadamente 387 Km² (Figura 3.2). Rizzotto et al. (2010) descrevem que a unidade Complexo Rio Galera é constituída por uma associação de anfibolitos e xistos, com raras intercalações de gnaisses leucocráticos, gnaisses calcissilicáticos e biotita paragneisses.

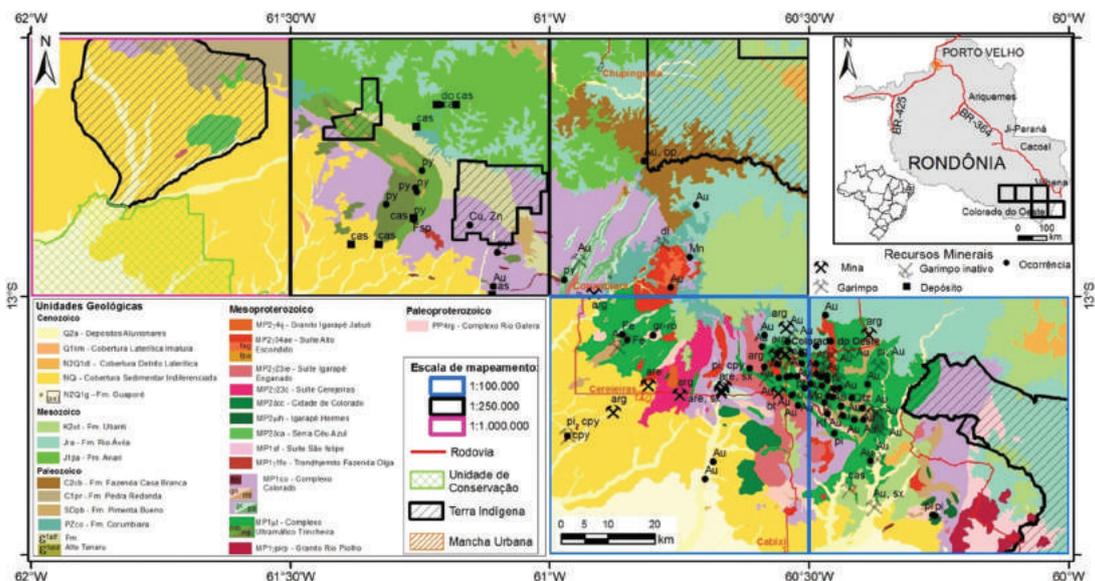


Figura 3.1. Mapa Geológico integrado da área do Bloco Sudeste.

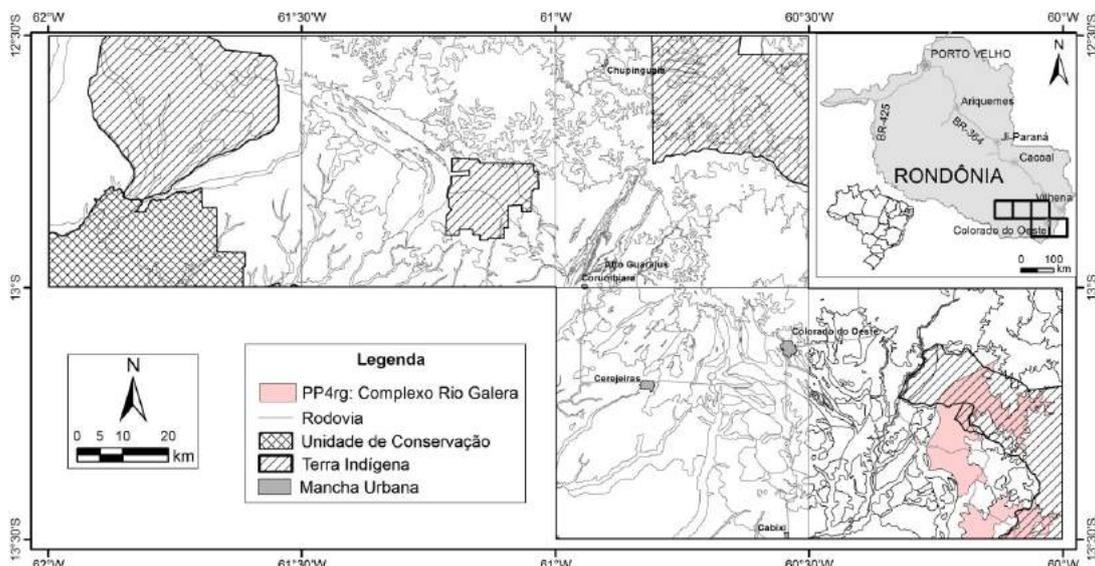


Figura 3.2. Mapa da área de ocorrência do Complexo Rio Galera.

Os gnaisses leucocráticos exibem trama ígnea parcialmente preservada da deformação. Apresentam coloração cinza claro, granulação média, composição monzo a granodiorítica, e por vezes, mostram lentes contínuas de pegmatoides paralelos ao bandamento gnáissico. Os xistos são de granulação média a grossa, sempre aflorantes em estágio avançado de intemperismo, compostos por moscovita, biotita e quartzo. Apresentam alternância de níveis pouco mais finos sugerindo acamadamento sedimentar parcialmente preservado. Os biotita paragneisses mostram-se também bastante transformados pela ação intempérica, entretanto consegue-se identificar domínios de textura granolepidoblástica com granulação fina. Os mesmos são compostos por quartzo, plagioclásio, biotita e rara moscovita. Os anfíbolitos são mais abundantes, apresentam granulação fina a média, foliação bem desenvolvida, sendo que algumas porções dos corpos exibem aspecto xistoso. Exibem uma alternância de níveis de anfíbólio e níveis de plagioclásio.

O contato com o Complexo Colorado, localizado a oeste, ocorre através de zona de cisalhamento Cabixi-Piolho de natureza transpressional dextral. Ao leste os sedimentos das formações Rio Ávila e Utiariti depositam-se em discordância sobre o Complexo Rio Galera.

3.2. SUÍTE INTRUSIVA SERRA DO CÉU AZUL (MP2ca)

As rochas básicas/ultrabásicas da Serra do Céu Azul (Figura 3.3) foram inicialmente descritas por Pinto Filho et. al. (1977) com a designação de Complexo Diorítico Serra Céu Azul. Romanini (1997), em razão da inexistência de rochas dioríticas e predomí-

nio de rochas básicas/ultrabásicas denominou-as de Complexo Serra Céu Azul.

Esse complexo constitui um corpo estratificado de idade mesoproterozoica com superfície de exposição de cerca de 110 km², tendo comprimento e largura variáveis entre 3 e 13 km, cujas camadas estão orientadas na direção NE-SW com mergulho moderado para SE (Romanini, 2001). Dados aeromagnéticos sugerem que o corpo avance na direção nordeste e principalmente para sudeste e sudoeste, sob as coberturas paleozoicas e cenozoicas.

Os litotipos predominantes são olivina gabros coroníticos, anortositos, gabros anortosíticos, metapiroxenitos, gabronoritos, metagabros e metagabros noríticos, sendo o último o tipo litológico mais comum.

3.3. SUÍTE INTRUSIVA PINDAIATUBA (MP1γpi)

Definida por Ruiz (2005), a Suíte Intrusiva Pindaituba compreende um grupo de rochas graníticas que intrudem o Complexo Pontes e Lacerda, o Complexo Rio Galera e os ortogneisses Rio Novo. De acordo com este autor, esta suíte pertence ao domínio tectônico Jauru e tem idades em entre 1420 a 1470 Ma.

Lima et al. (2011) cartografaram vários corpos com dimensões e formas variadas, sendo claramente orientados segundo a foliação regional NNW-SSE. Esta unidade é constituída por sienogranito a tonalitos leucocráticos a mesocráticos, foliados, raramente isotrópicos, de granulação média a grossa e por vezes porfiríticos.

No contexto da Folha Rio do Porto o magmatismo da Suíte Intrusiva Pindaituba é representado pelo Granito Rio Piolho (Figura 3.4).

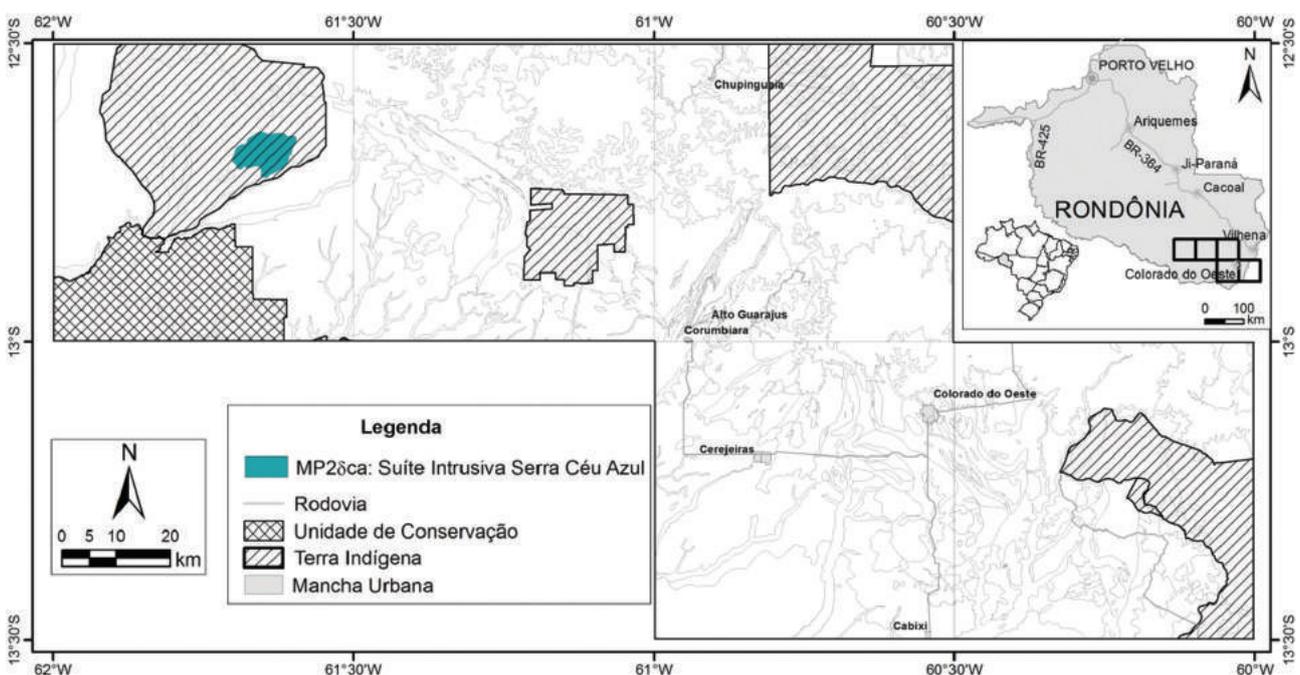


Figura 3.3. Mapa da área de ocorrência da Suíte Intrusiva Serra Céu Azul.

3.3.1. Granito Rio Piolho (MP1 γ pirp)

Estas rochas foram consideradas por Santos et al., (1979) como granitos anatéticos pertencentes ao Complexo Xingu, foram posteriormente indiscriminadamente inseridas na Suíte Metamórfica Colorado por Rizzotto et al., (2002) e por fim, Rizzotto et al. (2010) individualizaram os *stocks* graníticos desta unidade, denominando os como Granito Rio Piolho uma subunidade da Suíte Pindaituba.

Estes corpos graníticos são alongados na direção NNE e intrudem o Complexo Rio Galera. De maneira frequente, é possível encontrar xenólitos alongados e angulosos dessas rochas. A Formação Rio Ávila cobre estas rochas na região centro-leste da Folha Rio do Porto.

Estas rochas são frequentemente vistas na forma de matações, arredondados a subarredondados. A granulação é média e a textura predominante é

porfírica, com ocorrências locais de equigranular (Figura 3.5A), e, por vezes, há uma foliação magmática incipiente a moderada (Figura 3.5B). O principal litotipo na área de trabalho é um sienito verde acinzentado leucocrático, com granulação é média e textura equigranular. Os minerais constituintes são microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita, anfibólio.

3.4. COMPLEXO MÁFICO - ULTRAMÁFICO TRINCHEIRA (MP $_1\mu$ t)

Pinto Filho et al. (1977) caracterizaram os anfibolitos distribuídos no extremo sudeste de Rondônia (Figura 3.6) e incluíram no Complexo Basal. Romanini (2000) definiu uma associação de rochas máfica-ultramáficas constituídas por gabros, tremolitos, hornblenditos, bronzititos, e gabronoritos, metamorfasadas ou não e definiu-as como Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira.

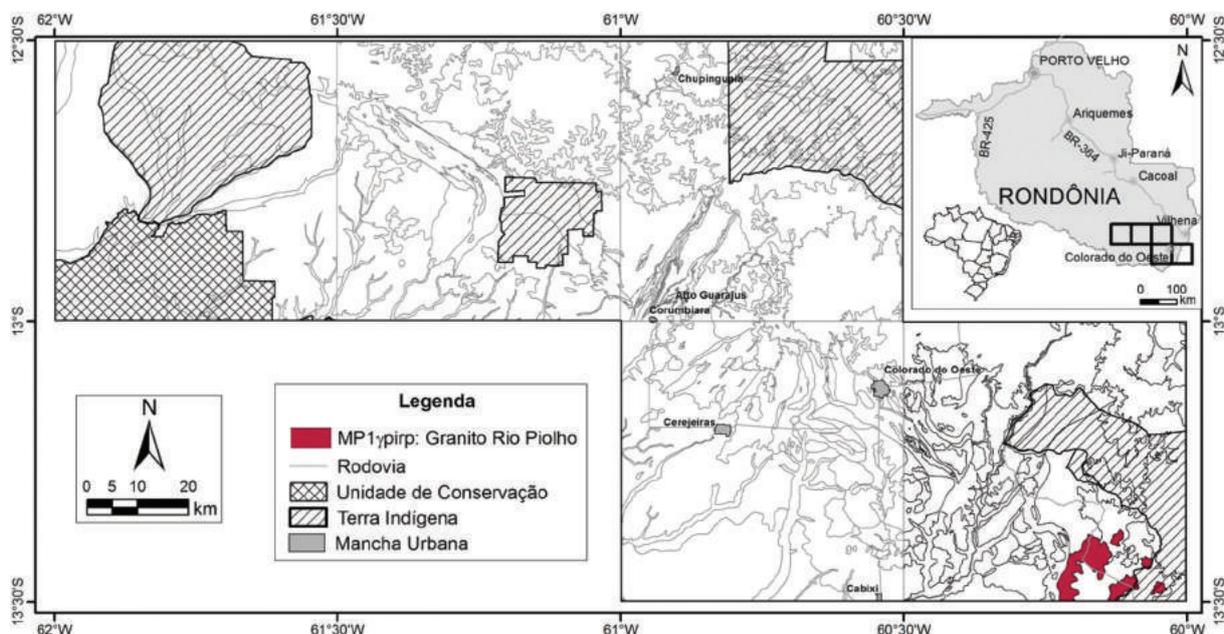


Figura 3.4. Mapa da área de ocorrência do Granito Rio Piolho.

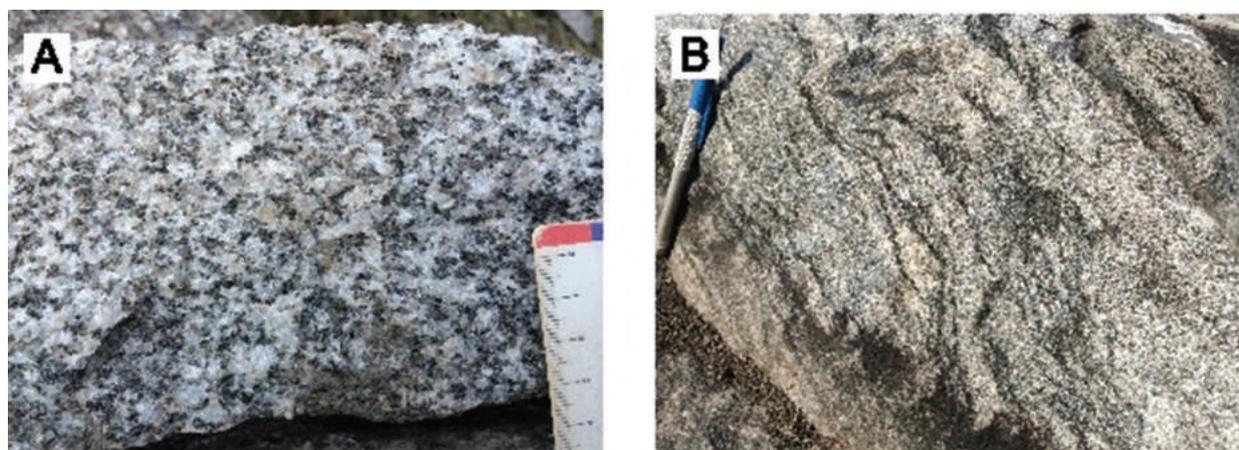


Figura 3.5. Aspectos de campo dos granitoides da Suíte Pindaituba. A): textura fanerítica equigranular média em monzogranito leucocrático; B): foliação magmática moderada em sienito definida pela orientação de biotita e anfibólio

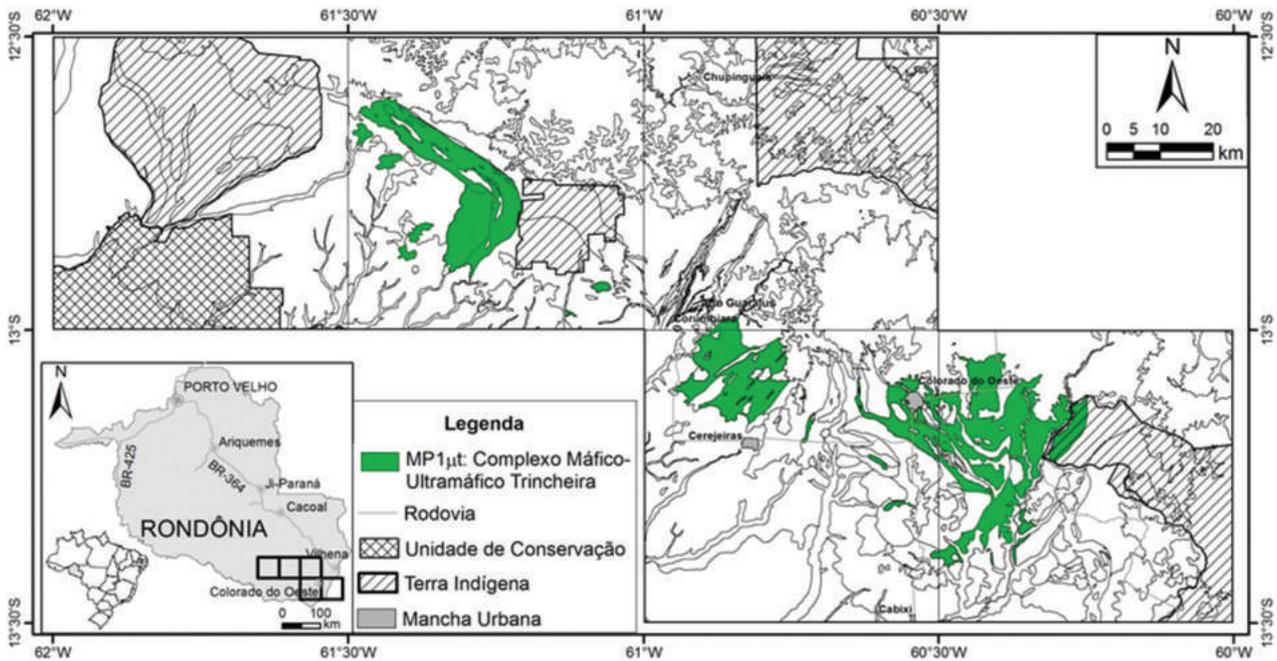


Figura 3.6. Mapa da área de ocorrência do Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira.

Posteriormente, Rizzoto et al., (2010) incluíram nessa unidade anfibolitos bandados e milonitizados, raramente isotrópicos, verde-claros a preto, de granulação fina, estando quase sempre intercalados com rochas do Complexo Colorado (gnaisses paraderivados, metamargas, formações ferríferas, metabasaltos e xistos). Ainda de acordo com estes autores, a variedade litológica do Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira é expressiva, contendo metagabros, metagabronoritos e metaleucogabros, de textura/estrutura ígnea parcialmente preservada, ocorrendo localmente piroxenitos, tremolititos e actinolita xistos subordinados.

Rizzotto e Hartmann (2012) interpretaram o Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira como uma crosta oceânica reliquiar e caracterizaram esta sequência como o embasamento da região, originado em um arco de ilha oceânica, o qual foi submetido a intensa deformação, metamorfismo e migmatização em episódios subsequentes, com posterior obducção. No presente trabalho, adotaremos a denominação acima proposta, porém, com predomínio das discussões acerca dos anfibolitos, pois são somente estes que ocorrem na área.

O Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira ocupa aproximadamente 40% da área mapeada, perfazendo cerca de 10% da folha Alto escondido, ocupando a porção noroeste da mesma. Já na folha Ilha do Porto, perfaz aproximadamente 30% da mesma, localizada na sua porção oeste (Figura 3.6). Esta unidade ocorre quase sempre intercalada com os litotipos do Complexo Colorado, e seus contatos são via-de-regra tectônicos e discordantes em relação aos granitos Igarapé Enganado e Alto Escondido. Contatos difusos por vezes ocorrem quando as rochas estão associadas aos gnaisses calcissilicáticos e em contato reto ou plano com as cristas constituídas

pelos formações ferríferas. Em geral os anfibolitos ocorrem como matações e blocos associados ao relevo ondulado (Figura 3.7A).

Os anfibolitos apresentam granulação fina, geralmente tem coloração preta, com tons esverdeados, afloram geralmente na forma de blocos rolados (Figura 3.7B), porém encontram-se lajedos e camadas subverticalizadas (Figura 3.7C e D), resultantes de deformação compressiva. Apresentam bandamento composicional (Figura 3.7E) regular e uniforme em escala centimétrica a milimétrica. Dobras assimétricas a apertadas são frequentes, perceptíveis também em lâmina delgada (Figura 3.8), além de finas vênulas de quartzo que materializam dobras ptigmáticas e dobras intrafoliais. No geral as rochas possuem trama foliada constituindo tectônicos do tipo S e mais frequentemente S+L (Figura 3.7 F e G). Localmente encontra-se a presença de *boudins* rotacionados (estilo dominó), marcando forte constricção em processo de estiramento em deformação por cisalhamento simples (Figura 3.7 H).

Em lâmina delgada é marcante a alternância de bandas com anfibólito e bandas com plagioclásio e lineação mineral desenhada pelo alinhamento paralelo dos cristais de hornblenda (Figura 3.8A e B). A textura predominante é a nematoblástica formada pelos cristais de hornblenda, subordinadamente mostra textura granoblástica marcada pelos cristais de plagioclásio e é comum a presença de dobras apertadas e aparentemente assimétricas (Figura 3.8 C e D). Os anfibolitos são formados por hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio e titanita. Os cristais de hornblenda (50%) são prismáticos, subdioblásticos e alongados, cujo tamanho varia entre 0,2 e 2 mm. Este mineral ilustra a foliação da rocha e raramente apresenta inclusões de titanita. O plagioclásio (30%) compõe a matriz granoblástica, é predominantemente

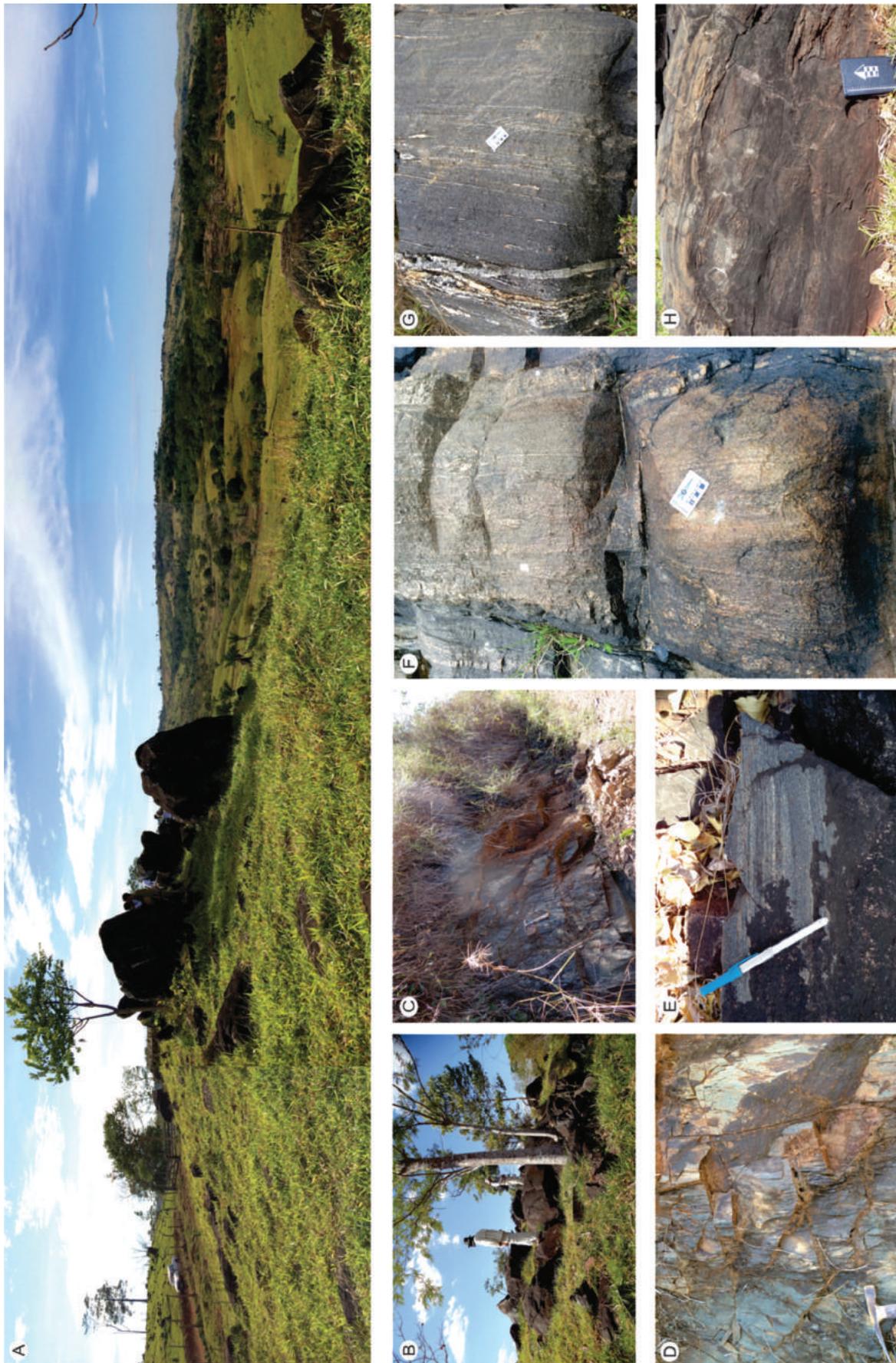


Figura 3.7. A) Aspecto geral de um afloramento de anfíbolito do Complexo Trincheira. B) Blocos rolados mostrando um dos principais tipos de afloramentos desta rocha C) Exposição de anfíbolito evidenciando camadas sub-verticalizadas; D) Detalhe das camadas sub-verticalizadas. E) Aspectos texturais da rocha definindo bandamento composicional: F) Aspecto geral da trama de um anfíbolito (tectônico S+L). G) Detalhe da trama com veios de quartzo estirados concordantes com a foliação. H) Foto de detalhe de exposição de anfíbolito com destaque para os boudins.

subédrico, com dimensões entre 0,1 e 0,3 mm, localmente exibe contatos irregulares e subordinadamente retilíneos entre si, porém está em sua grade maioria recristalizado, com deformação intensa se manifestando como forte extinção ondulante e obliteração de suas maclas. O clinopiroxênio (15%) encontra-se com aspecto fragmentado geralmente amendoado (Figura 3.8 E e F). Está distribuído na rocha como fenocristais deformados (porfiroclastos) que são contornados por anfibólios. Normalmente

o clinopiroxênio contém inclusões de plagioclásio. A titanita (5%) ocorre como massas ou agregados de finos cristais e que geralmente estão alinhados ao longo da foliação dobrada da rocha. Localmente está inclusa no piroxênio e no anfibólio. Neste sentido, a paragênese metamórfica formada por hornblenda, clinopiroxênio, plagioclásio e titanita, é representativa do metamorfismo regional orogênico, compatível com a fácies anfibolito médio de média pressão do metamorfismo *Barrowiano*.

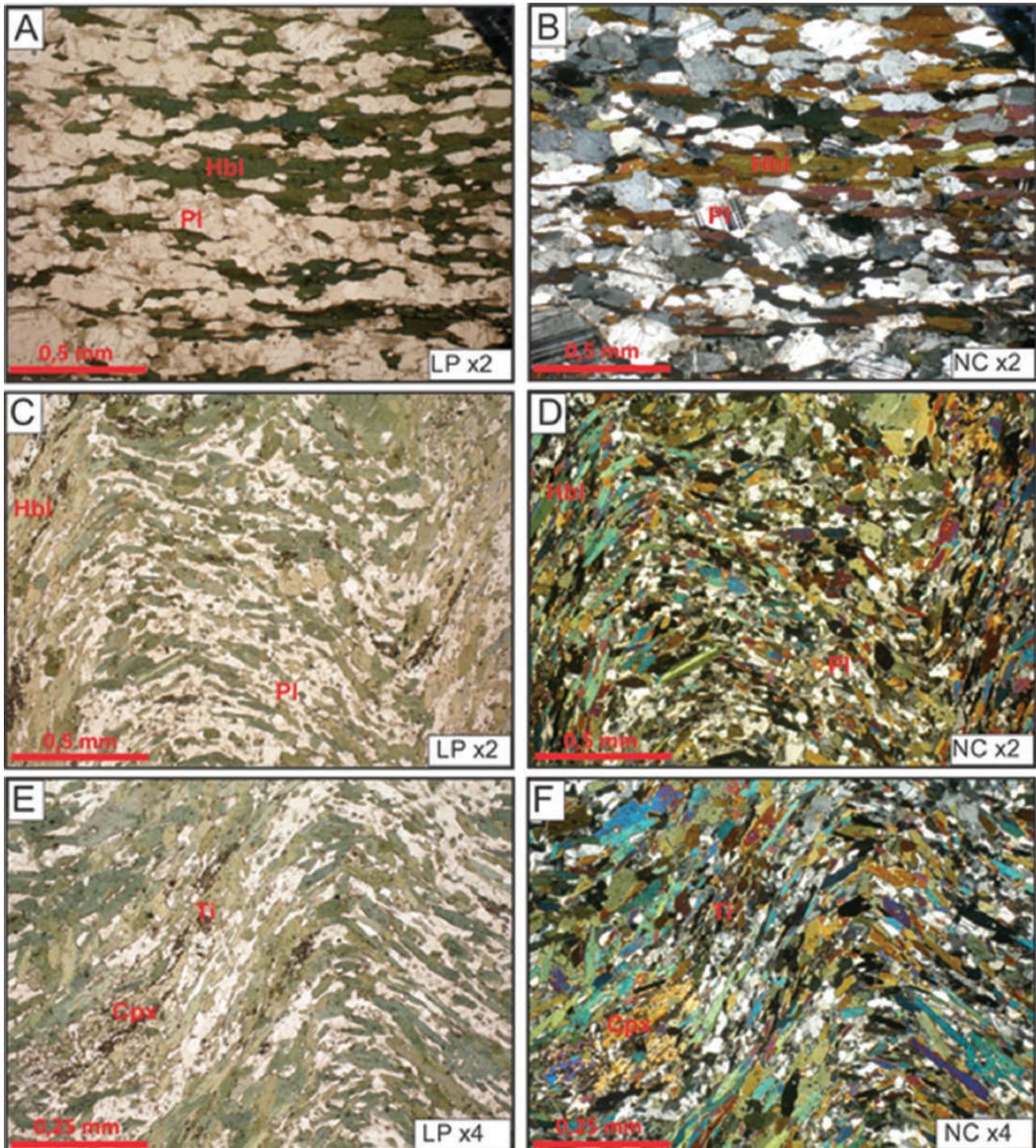


Figura 3.8. Aspectos microscópicos dos anfibolitos com textura nematoblástica marcante, localmente granoblástica: A e B) Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando a alternância de bandas com hornblenda e bandas com plagioclásio; C e D) Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, destacando dobras assimétricas levemente apertadas; E e F) Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, notar na porção esquerda inferior da imagem porfiroclasto de clinopiroxênio amendoado, além de trilhas de titanita acompanhando a foliação da rocha. Abreviações segundo Siivola & Schmid (2007).

Os anfíbolitos presentes são destacados em imagem magnetométrica (ASA-Amplitude do Sinal Analítico Residual), a qual discrimina este litotipo no Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira, onde o mesmo apresenta feições com altos magnéticos paralelos a subparalelos ao *trend* geral da foliação (Figuras 5.8 e 5.14).

Nesse mesmo domínio, são marcantes as zonas de cisalhamento e falhas com direção NW-SE e NE-SW, além de inflexões para EW, sugerindo zonas de dobramentos. As rochas do complexo refletem quase sempre baixos níveis radiométricos.

Estudos geocronológicos preliminares nesta unidade foram realizados por Rizzotto et al., (2002) que dataram duas amostras de anfíbolito pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblenda e indicaram idade média ponderada de 1319 ± 10 Ma, sendo interpretada como época do resfriamento metamórfico regional. Também obtiveram idades modelo Sm-Nd em rocha total de dois metagabros que forneceram valores de TDM de 1,56-1,57 Ga.

Posteriormente, Rizzotto et al., (2013) dataram zircões de granulitos máficos, anfíbolitos e metabasaltos do Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira por SHRIMP e LA-ICPMS e obtiveram idades entre 1470 e 1435 Ma. Estas idades foram interpretadas pelos autores como a idade de cristalização dessas rochas e atribuíram as mesmas como o registro da fase acrescionária da Orogenia Rondoniana-San Ignacio

3.5. COMPLEXO COLORADO (MP_{1co})

Segundo Rizzotto (2010), o Complexo Colorado ocorre na porção sudeste do Estado de Rondônia

e corresponde a um conjunto de rochas metassedimentares clasto-químicas (xistos pelíticos, paragneisses bandados, formações ferríferas, gnaisses calciossilicáticos, *metacherts* ferro-manganesíferos e para-anfíbolitos), interpretadas como sequências turbidíticas de margem passiva (Figura 3.9).

Esta unidade foi metamorfsada predominantemente em fácies anfíbolito alto, está fortemente bandada, migmatizada e, por vezes, milonitizada, indicando um processo avançado de deformação associada a elevados gradientes de temperatura, pressão e deformação não coaxial.

O metamorfismo regional, relacionado ao evento contracional, foi responsável, também, pela transformação e estruturação das rochas sedimentares mesoproterozoicas, formando as rochas paradedrivadas do Complexo Colorado.

O Complexo Colorado, juntamente com o Complexo Trincheira, formam o embasamento regional de alto grau metamórfico da Faixa Alto Guaporé. Por vezes, há uma forte imbricação dos litotipos do Complexo Colorado com as unidades do Complexo Trincheira, impossibilitando, em alguns casos, a separação entre as unidades nesta escala de trabalho (1:100.000).

Idades U-Pb de 1420 Ma (zircões detríticos) e de 1340 Ma (idade das bordas metamórficas em zircões detríticos) indicam o intervalo idade deposicional dos sedimentos que originaram o protólito sedimentar dos paragneisses. A principal moda de idade dos zircões detríticos que ocorre em 1508 ± 13 Ma sugere que os sedimentos clásticos são predominantemente reciclados da Suíte Intrusiva Rio Crespo (ca. 1,5 Ga) e os outros dois grupos subordinados (ca. 1938 e 1645 Ma), indicam uma proveniência crustal paleoproterozoica (Rizzotto e Quadros, 2007).

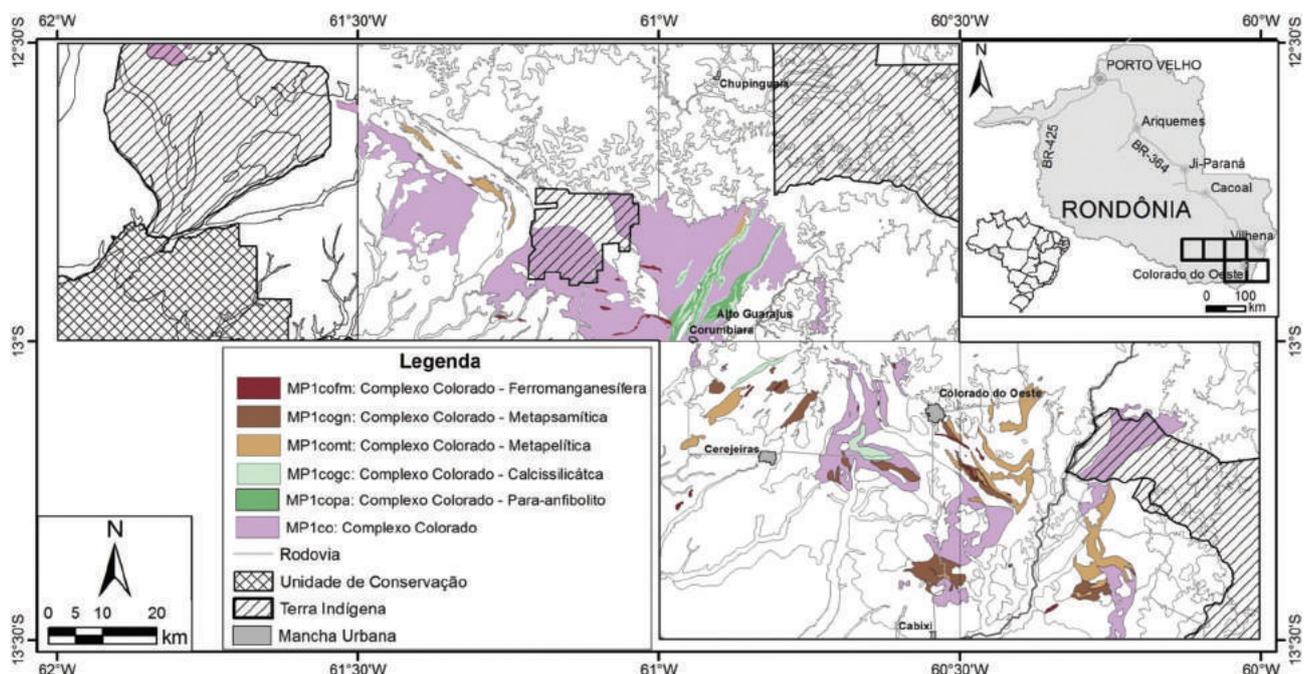


Figura 3.9. Mapa da área de ocorrência do Complexo Colorado.

3.5.1. Unidade Calcissilicática (MP₁cogc)

A Unidade Calcissilicática é composta essencialmente rochas maciças ou bandadas (gnaisses) formados por quartzo, plagioclásio, hornblenda e diopísidio, com epidoto e tremolita/actinolita como minerais varietais, granada, titanita e minerais opacos como minerais acessórios (Figura 3.10). Apresenta granulação média a fina, está foliada, os minerais estão fortemente cominuídos e há segregação de bandas félsicas e máficas. Os cristais de quartzo estão fortemente estirados, cominuídos e formam agregados de subgrãos, por vezes com contatos poligonais. Os cristais de plagioclásio são granulares, fortemente cominuídos, apresentam normalmente maclamento albita e estão levemente alterados para argilominerais e sericita. A hornblenda é verde oliva, prismática a acicular, fortemente orientados e com inclusões de epidoto. O epidoto é granular, anédrico, de granulação fina a média. Os cristais de granada são granulares, anédricos e apresentam inclusões de quartzo e/ou epidoto. A foliação é marcada pela orientação dos anfibólios e pelo estiramento do quartzo.

3.5.2. Unidade Metapelítica (MP₁comt)

Esta Unidade é formada por xistos cinza avermelhados, com granulação média, dobrados, com clivagem de crenulação, por vezes migmatizados, compostos essencialmente por muscovita e biotita, com textura lepidoblástica (Figura 3.11). Os cristais de biotita estão moderadamente oxidados e alguns estão rotacionados, formando sigma com sombras de pressão. A foliação principal S_n é marcada pela orientação principal da muscovita e biotita, porém, há cristais de muscovita lamelares euédricos a subédricos truncando a foliação, marcando uma incipiente superfície S_{n+1} .

Algumas amostras são compostas essencialmente por muscovita e quartzo, tendo minerais opacos como acessórios. Estas rochas apresentam granulação fina, foliação milonítica proeminente e seus minerais estão fortemente cominuídos. Observam-se alguns cristais de quartzo fitados, intensamente recristalizados, poligonalizados e com deformação assimétrica, na forma de sigmas bordejados por filossilicatos. A muscovita ocorre na forma de lamelas finas fortemente orientadas (textura lepidoblástica).

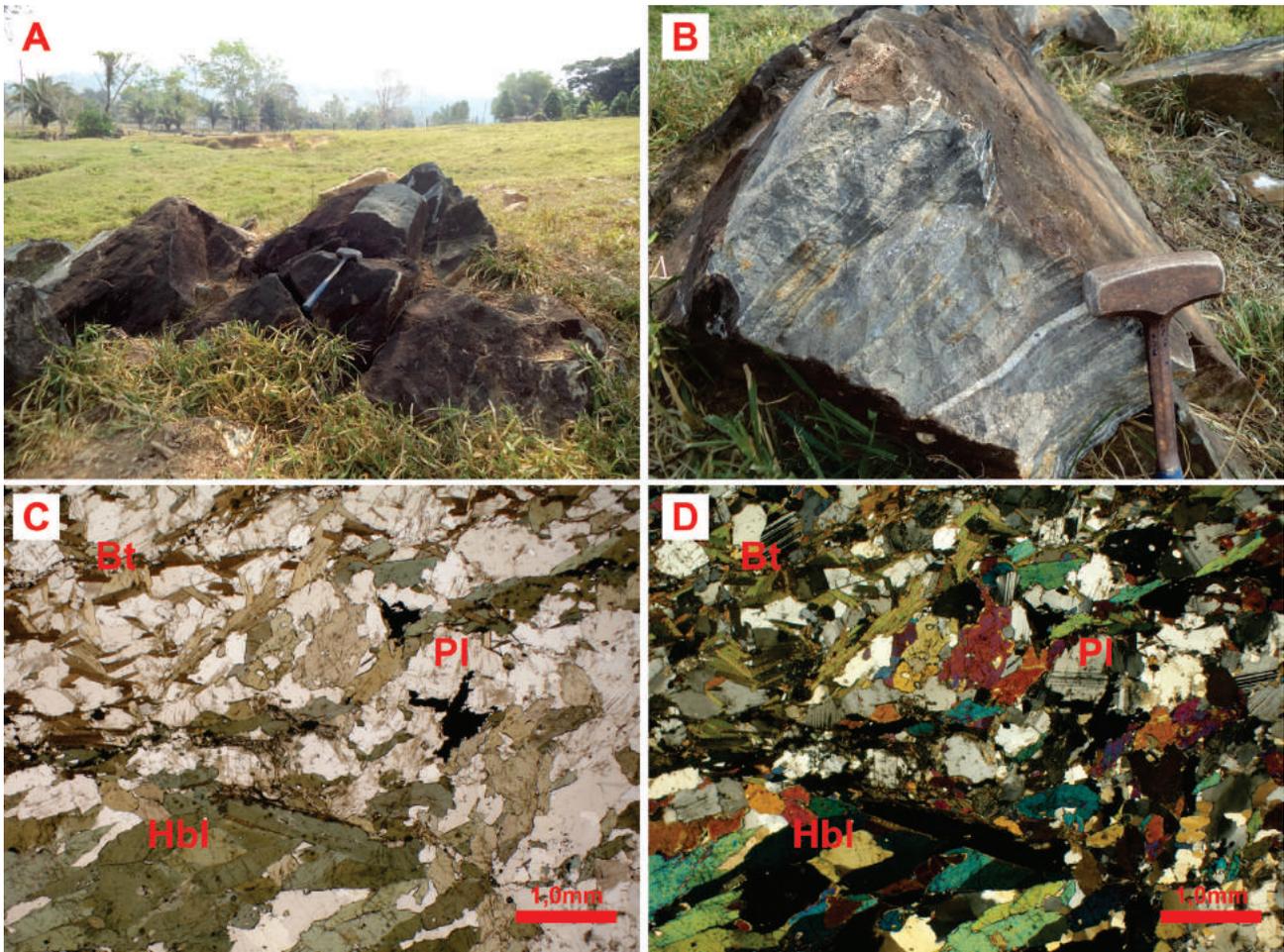


Figura 3.10. (A) Visão geral do afloramento da Unidade Calcissilicática; (B) rocha calcissilicática fortemente bandada; (C) fotomicrografia mostrando a mineralogia (plagioclásio, biotita, hornblenda e diopísidio) e a forte orientação (Nicóis paralelos) e (D) a nicóis cruzados. . Abreviações segundo Siivola & Schmid (2007).



Figura 3.11. (A) Xisto da Unidade Metapelítica com foliação S-C proeminente, (B) xisto levemente migmatizado com bandas de cisalhamento e fotomicrografia de muscovita xisto com clivagem de crenulação (C) a Nicóis paralelos e (D) a nicóis cruzados. . Abreviações segundo Siivola & Schmid (2007).

3.5.3. Unidade Metapsamítica (MP_{1cogn})

Os paragneisses que compõem a Unidade Metapsamítica do Complexo Colorado são cinza, moderadamente migmatizados, leuco a mesocráticos, compostos essencialmente por quartzo e plagioclásio, com proporções variadas de feldspato potássico e biotita como minerais varietais, podendo ocorrer hornblenda, sillimanita, granada, muscovita, epidoto, minerais opacos, cordierita, clorita, zircão e titanita como minerais acessórios (Figura 3.12). Os cristais apresentam granulação média e por vezes estão estirados ou cominuídos. Alguns feldspatos apresentam argilização ou sericitização.

As rochas podem apresentar microbandamento com orientação preferencial de cristais e algumas com evidências de milonitização. Na amostra NM-021 ocorre uma zona de catáclase (0,2 a 0,4 mm), cortada por uma família de juntas que por vezes são preenchidas por carbonato ou quartzo. Esta zona apresenta intensa deformação e a formação de pseudotaquilito. Na amostra NM-053 ocorrem dobras isoclinais e intrafoliais bem marcadas pelo dobramento de agregados de sillimanita.

As texturas predominantes são granoblástica, lepidoblástica e nematoblástica, além da textura

poiquiloblástica em cristais de granada ou cordierita com inclusões de quartzo e/ou filossilicatos.

3.5.4. Unidade Ferro - Manganésifera (MP_{1cofm})

As rochas da Unidade Ferro-Manganésifera são cinza avermelhadas, negras ou roxas escuras, de granulação média a fina, bandadas, compostas essencialmente por quartzo e minerais opacos formando um bandamento milimétrico (Figura 3.13). Os minerais opacos são subédricos a anédricos, podendo apresentar manchas avermelhadas decorrentes da oxidação. O quartzo possui uma leve extinção ondulante com contatos retos a localmente suturados entre os limites dos grãos bem definidos. Em algumas amostras ocorrem hornblenda, granada e diopsídio como minerais varietais, além de clorita como mineral secundário. Os cristais de anfibólio ocorrem associados aos cristais de piroxênio, o quartzo está fortemente estirado, os cristais de granada ocorrem como poiquiloblastos com inclusões de quartzo e micas. Há algumas lamelas de clorita parcialmente oxidadas. A textura predominante é a granoblástica poligonal com estrutura microbandada por cisalhamento.

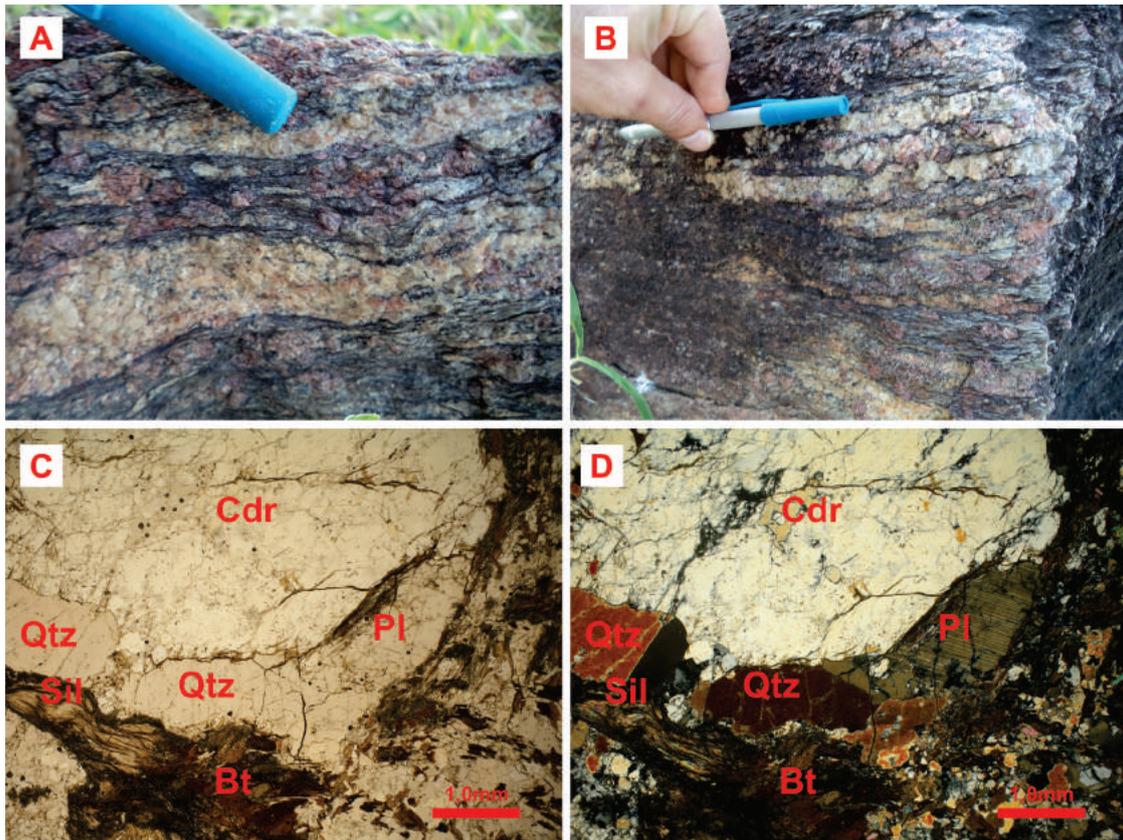


Figura 3.12. Paragneisse da Unidade Metapsamítica migmatizado com cristais de granada não peritética, concentrados nos melanossomas das rochas, indicando fusão por entrada de água livre no sistema (A e B). Paragneisse com sillimanita e cordierita, (C) a Nicóis paralelos e (D) a nicóis cruzados. Abreviações segundo Siivola & Schmid (2007).

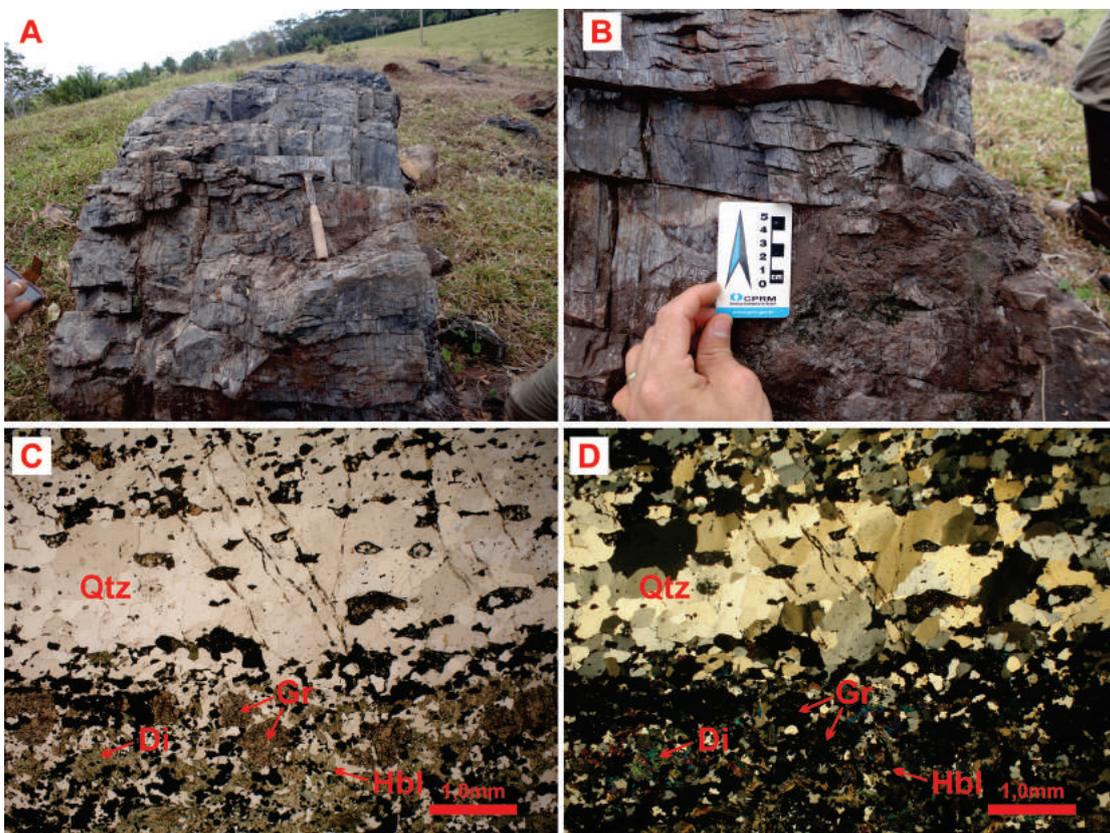


Figura 3.13. Aspectos da Unidade Ferro-Manganesífera: (A) visão geral do afloramento; (B) detalhe para o bandamento composicional; (C) fotomicrografia detalhando o bandamento composicional a Nicóis paralelos e (D) a nicóis cruzados. Abreviações segundo Siivola & Schmid (2007).

Já os quartzitos são compostos essencialmente por quartzo e minerais opacos. Apresentam estrutura bandada com níveis descontínuos e irregulares e textura granoblástica inequigranular interlobada a poligonal média a grossa (0,3 a 0,8 e 2 a 3,5 mm). Os cristais de quartzo estão fortemente estirados, cominuídos e polygonalizados.

Em algumas amostras ocorrem cianita, muscovita, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e/ou epidoto como minerais acessórios. Os cristais de quartzo estão estirados e recristalizados. Os feldspatos estão fortemente cominuídos, a biotita está orientada e oxidada e o epidoto é granular e anédrico. A cianita ocorre em cristais prismáticos, subédricos e em agregados fibroradiais. Os cristais de cianita e muscovita marcam uma foliação tectônica. Na borda dos cristais de cianita ocorre muscovita, representando que estes litotipos passaram por um processo de reações retrometamórficas.

Planos de falha geram deslocamentos milimétricos que interceptam e deslocam os planos da foliação. Próximo a estes planos de falha, os cristais de quartzo estão mais cominuídos.

3.6. UNIDADE MÁFICA - ULTRAMÁFICA IGARAPÉ HERMES (MP2 μ ih)

As primeiras referências às rochas máfico-ultramáficas na região sul do Estado de Rondônia são atribuídas a Figueiredo et al. (1974) e Olivatti & Ribeiro Filho (1976) que destacaram a presença de *serpentinitos intrusivos* (sic) no embasamento da região. Entretanto apenas no projeto de mapeamento da Folha Pimenteiras tais rochas foram individualizadas e definidas por Rizzotto (2010) como Unidade Máfica-Ultramáfica Igarapé Hermes (Figura 3.14).

Conforme Rizzotto et al. (2010) as rochas da unidade são restritas à porção centro-leste da folha Pimenteiras e ocorrem como corpos de pequenas dimensões restritos à essa área, podem ocorrer ainda sob a forma de matações subarredondados a ovalados e mais raramente formam elevações contíguas (Figura 3.15A). O contato destas rochas com as demais unidades é por vezes encoberto por espessa camada de alteração intempérica onde são expostos o saprolito ou solo de cor castanho escuro avermelhado argiloso a argilo-arenoso. No entanto, Rizzotto et al.(2010) descreveram contatos transicionais entre anfibolitos e metagabros; já em relação aos granitos das suítes intrusiva Cerejeiras, Alto Escondido e Igarapé Enganado e rochas do Complexo Colorado, este contato é abrupto, não sendo observado nenhum tipo de estrutura deformacional.

Em escala mesoscópica, as rochas são rochas ultramelanocráticas, holocristalinas, faneríticas, equigranulares, com cristais com tamanhos médios a muito grossos de cor verde escura. Conforme Rizzotto et al. (2010), há uma foliação metamórfica superposta nestas rochas nas bordas dos corpos, entretanto a estrutura mais comum é a maciça. Os litotipos mais frequentes desta unidade são hornblenditos, e subordinadamente, metagabros e actinolita melagabros frequentemente não magnéticos, de estrutura maciça. É comum nos hornblenditos a presença de veios de quartzo com espessuras centimétricas. Frequentemente em contato com os veios de quartzo maior espessura, estão cristais de arsenopirita que chegam a medir 1 cm. A arsenopirita pode ainda ocorrer disseminada formando agregados milimétricos ou formando cristais com até 1 cm segundo eixo maior (Figura 3.15A-F).

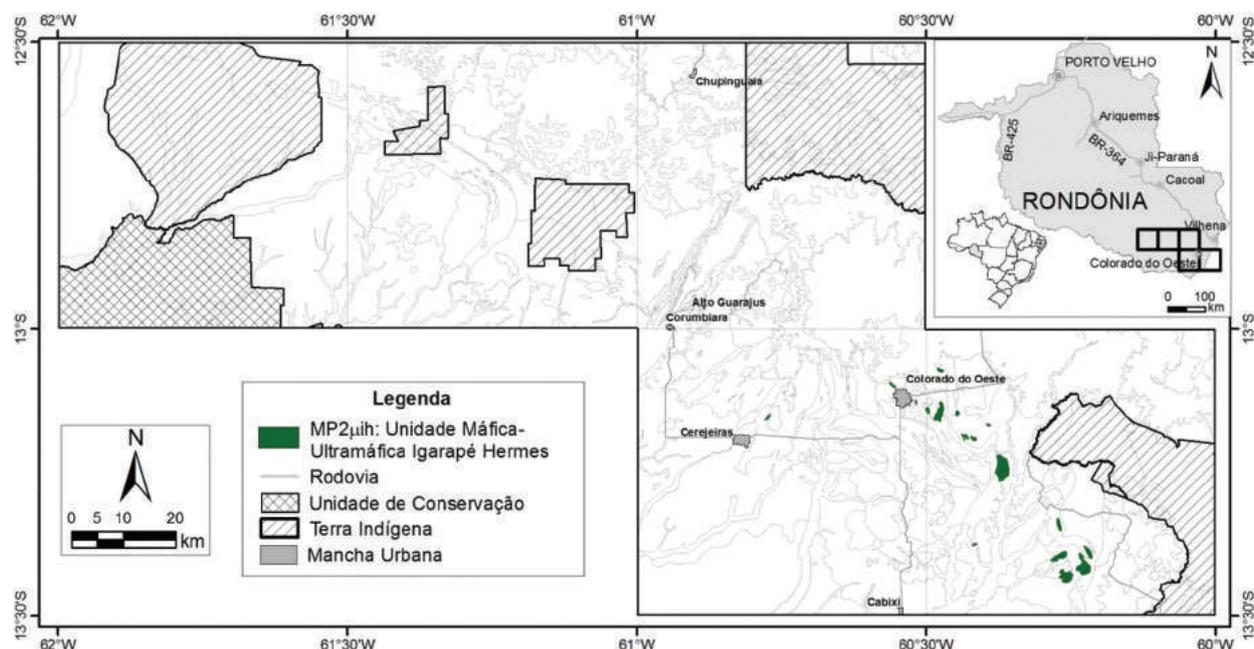


Figura 3.14. Mapa da área de ocorrência da Unidade Máfica-Ultramáfica Igarapé Hermes.viações segundo Siivola & Schmid (2007).

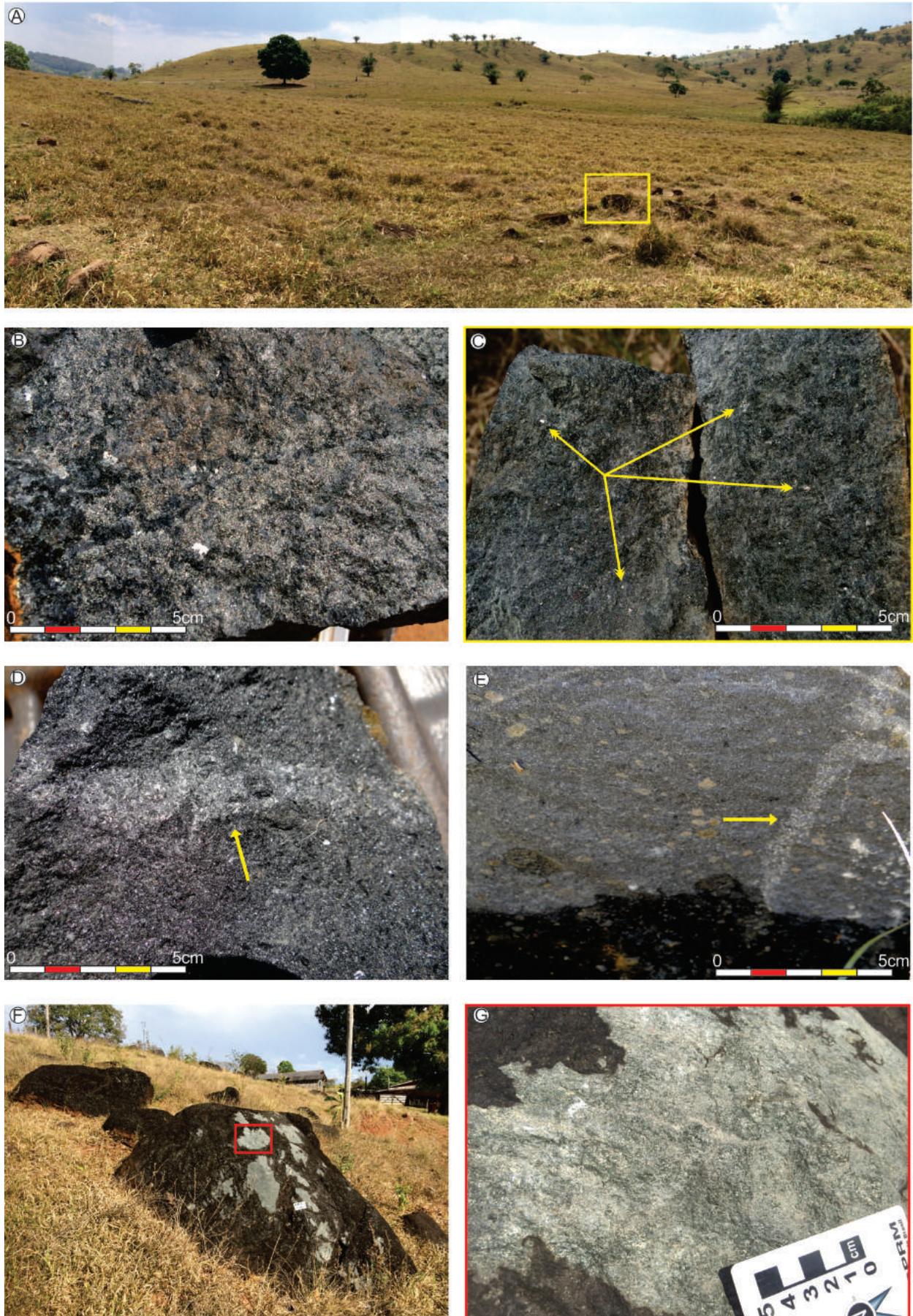


Figura 3.15. Aspectos de campo da Unidade Máfica-Ultramáfica Igarapé Hermes. A) Aspecto geral do relevo e ocorrência de blocos de hornblendito. B e C) Arsenopirita (prateada) milimétrica disseminada em hornblendito. D) e E) Arsenopirita no contato entre veios de quartzo com espessura centimétrica e hornblendito. F) Matações e blocos de actinolítico. G) Detalhe da superfície do bloco mostrando textura equigranular.

Em escala microscópica (Figura 3.16), a rocha é constituída com quantidades de anfibólio variando entre 50 (metagabros) a 90% (hornblenditos – conforme Rizzotto et al., 2010). O anfibólio é a actinolita/tremolita, que ocorre na forma de aglomerados fibrosos em pseudomorfos de hornblenda. No entanto, há ainda rochas com hornblenda prismática, subidioblástica, com 2 a 3 mm (Rizzotto et al., 2010), texturas blastoporfírica, blastopoiquilitica são comuns. Compõem ainda esta rocha cristais de plagioclásio anédricos a subédricos, com granulometria entre 0,5 a 4 mm e geminações carlsbad. A sericitização e saussuritização nestes minerais ocorrem de forma incipiente a moderada. Em menor quantidade (5-10%), há clorita, sericita/moscovita, talco, serpentina e epidoto. Titanita e minerais opacos ocorrem como traço e localmente, há vênulas milimétricas com epidoto e traços de arsenopirita.

Rizzotto (2010) sugere que esses corpos máficos a ultramáficos foram transformados por um aporte de fluidos metamórficos em zonas de baixa pressão a partir de protólitos do tipo piroxenitos. Em

todo caso, a quantidade expressiva de anfibólio, mais especificamente de actinolita, pode sugerir uma origem para essas rochas a partir de magmas hidratados ou, alternativamente, as texturas blastoporfírica, blastopoiquilitica e acicular poderiam indicar uma origem por metamorfismo de contato o que poderia gerar hidrotermalismo. Tal processo pode ter contribuído para a remobilização e concentração de arsenopirita.

Destaca-se aqui que a área-tipo da unidade ocorre próxima ao leito do Igarapé Hermes, porém ocorrem outros corpos menores entre as linhas 02 e 03 a leste da RO-370 e também na linha 02 próximo da cidade de Cerejeiras.

3.7. CORPO MÁFICAS CIDADE DO COLORADO (MP₂δcc)

Rizzotto et al, (2002) individualizaram o primeiro corpo da unidade Máficas Cidade de Colorado, o qual está localizado no entorno da área ur-

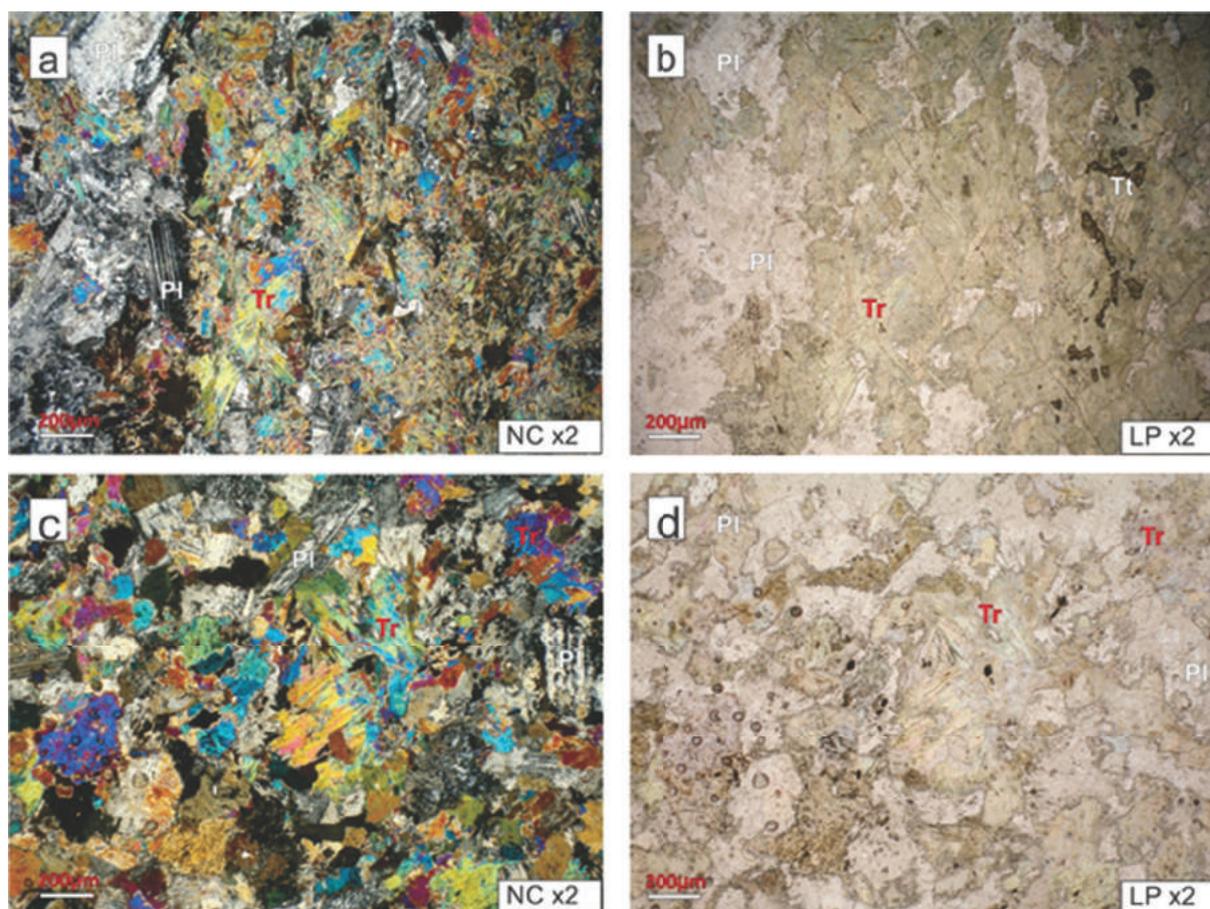


Figura 3.16. Aspectos microscópicos da Unidade Máfica-Ultramáfica Igarapé Hermes. A) Aspecto do tremolita-metagabro. Nesta rocha o mineral ferromagnésico foi transformado em tremolita, talco e clorita, e o plagioclásio está bastante saussuritizado (Nicóis cruzados). B) Algumas ripas de plagioclásio subédrico preservam a textura xenomórfica do protólito, entre anfibólios com textura decussada (Nicóis paralelos). C) actinolita metagabro com aspecto de alteração hidrotermal pervasiva, mas preserva uma trama hipidiomórfica que foi herdada do protólito, com ripas subédricas de plagioclásio (Nicóis cruzados). D) entre agregados de tremolita que localmente contém pseudomorfos de piroxênio no núcleo (Nicóis paralelos). Abreviações segundo Siivola & Schmid (2007).

bana do município de Colorado do Oeste. Este maciço possui forma alongada, com eixo maior medindo 2 Km de comprimento. Seu núcleo é formado por metagabros maciços e estratificados, que gradam para hornblenditos foliados nas bordas. Na parte norte estas rochas estão imbricadas tectonicamente com um granito da suíte intrusiva Igarapé Enganado, por meio de uma zona de cisalhamento com direção NNW-SSE.

Rizzotto (2010) propôs o posicionamento crônoestratigráfico destas rochas e as denominou de Máficas Cidade do Colorado. Nesta publicação o autor sugere que este magmatismo máfico seja contemporâneo à colocação dos cálcio-alcalinos da suíte Igarapé Enganado. Contudo, muitas questões ainda estão em aberto devido à falta de uma caracterização geoquímica e da pouca continuidade dos afloramentos, nos quais não é possível observar com clareza as relações de contato com as encaixantes.

No presente trabalho foram mapeados outros três corpos gabroicos, que estão localizados entre os municípios de Colorado do Oeste e Cabixi (Fig. 3.17), numa área posicionada a oeste da Rodovia RO-370 (1° Eixo) e a sul da linha 3. Estes corpos intrusivos apresentam-se alinhados segundo a direção NNE-SSW, e ocorrem em região de relevo arrasado, na qual os afloramentos são raros e aparecem na forma de matações e blocos rolados (Fig. 3.18A) que estão associados a um solo marrom-avermelhado escuro e de carácter magnético.

Em contrapartida, estes materiais geológicos se destacam na imagem aeromagnética de amplitude do sinal analítico (ASA), pois apresentam alta su-

ceptibilidade magnética, gerando anomalias elíticas, que facilitam o traçado do contorno dos corpos com relativa precisão.

As rochas Máficas Cidade do Colorado são representadas por uma variedade de magnetita-gabros, dioritos e hornblenda-metagabros, que são intrusivos nas rochas do embasamento metamórfico do bloco sudeste de Rondônia, e apresentam uma idade de cristalização, obtida pelo método U-Pb em zircão, de 1352 ± 4 Ma (Rizzotto et al. 2002). De modo geral estas rochas são mesocráticas a melanocráticas, apresentam textura isotrópica, equigranular fina a média e alguns termos porfíricos e pegmatoides. De forma mais restrita, estão presentes algumas estruturas do tipo *magma mingling*, formadas por mistura entre magmas imiscíveis, em que magnetita-gabros finos e melanocráticos estão associados com rochas mesocráticas média a grossa, de composição tonalítica a diorítica (Figura 3.18B).

Em alguns afloramentos foram identificados gabros com bandamento composicional e granulométrico primário, marcado pela alternância de níveis milimétricos formados por magnetita-gabro fino, gabro melanocrático e lentes de leucogabro, que sugerem a presença de estratificação ígnea (Figura 3.18C).

As relações de campo indicam que estas rochas máficas apresentam variações laterais no que se refere à granulometria e composição mineralógica, fato este que pode ser atribuído ao processo de fracionamento magmático, entretanto as texturas de cumulo não são muito claras. Também ocorrem gabros porfíricos, contendo fenocristais prismáticos

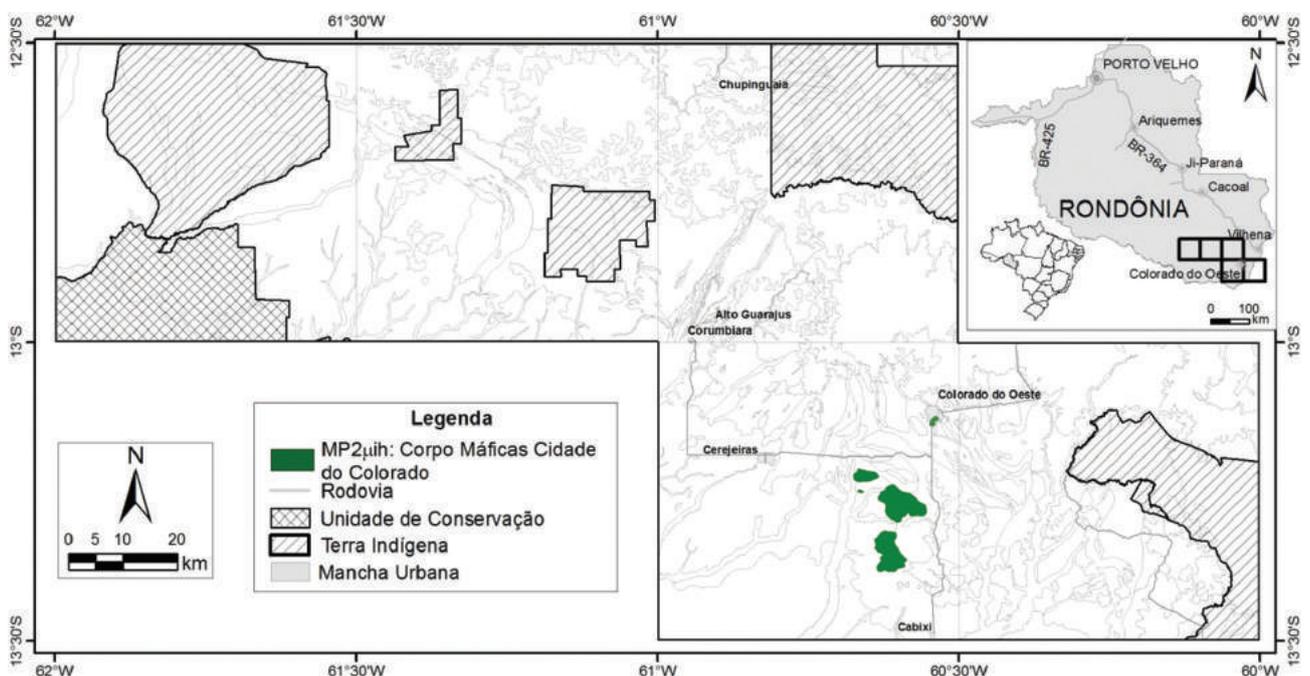


Figura 3.17. Mapa da área de ocorrência da unidade Corpo Máficas Cidade do Colorado.

de plagioclásio com até 2 centímetros de comprimento e que estão dispersos numa matriz fanerítica média (Figura 3.18D).

Os termos mais evoluídos, apresentam granulagem grossa, coloração cinza claro e composição

diorítica a tonalítica (Figura 3.18G e H), entretanto a pouca continuidade dos afloramentos não permite observar as relações espaciais entre os diferentes tipos litológicos.

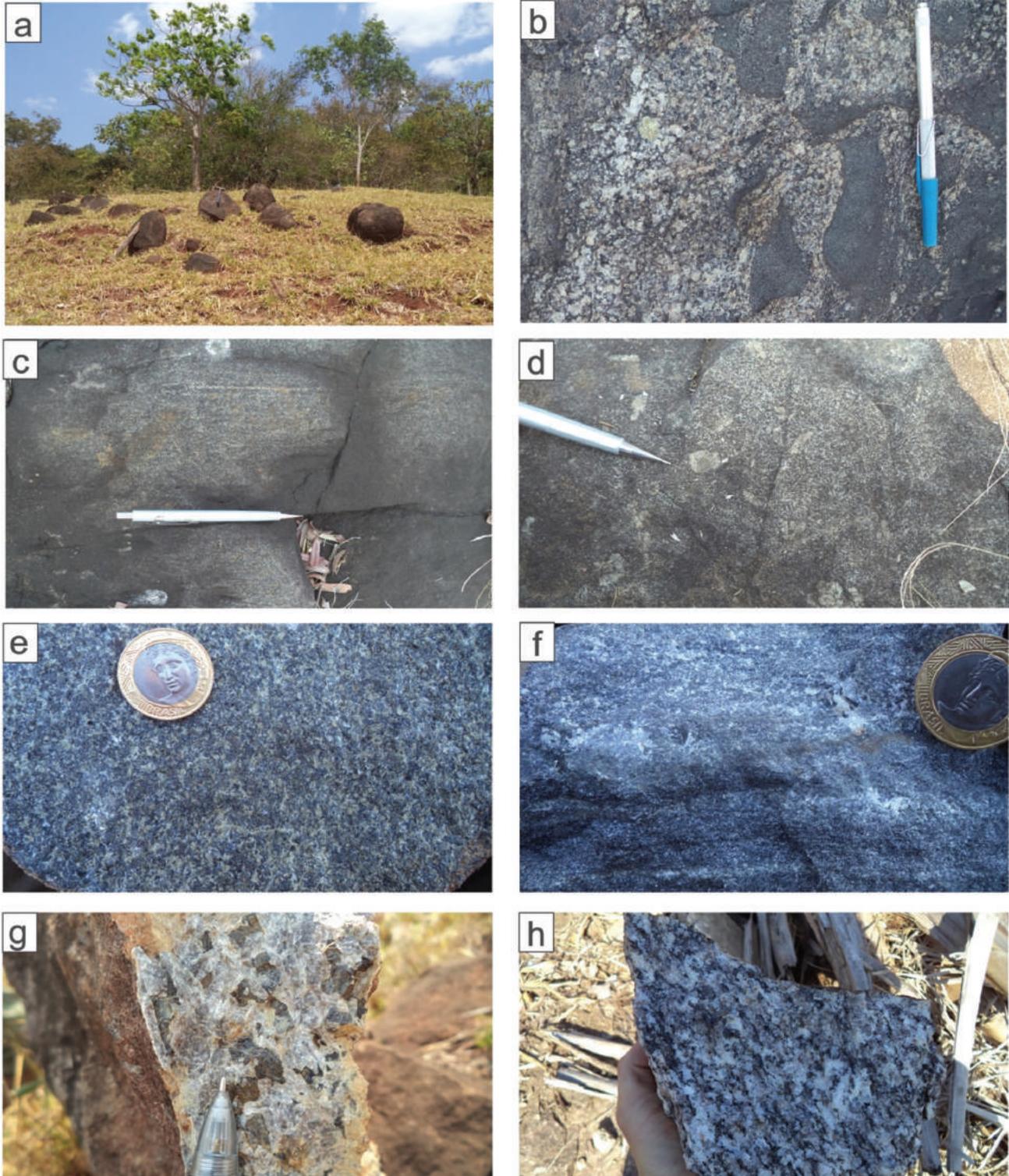


Figura 3.18. (A) Aspecto da forma de afloramento das rochas Máficas Cidade do Colorado, que geralmente estão associadas com um solo residual marrom avermelhado e magnético; (B) estrutura de mistura parcial entre um magma básico (gabbroico) e outro intermediário (tonalítico); (C) magnetita-gabro exibindo micro-estratificação ígnea; (D) gabro com textura porfirítica seriada com fenocristais prismáticos de plagioclásio de até 2 cm de comprimento; (E) olivina-gabro fino a médio e isotrópico; (F) gabro foliado, exibindo bandamento composicional e granulométrico; (G) ortopiroxênio-diorito grosso e maciço; (H) tonalito foliado que ocorre associado com rochas gabróicas.

Estas rochas foram, em grande parte, poupadas da deformação e metamorfismo verificados nas suas encaixantes. Entretanto, na margem de alguns corpos, e ao longo de zonas de cisalhamento, os metagabros apresentam uma deformação localizada e heterogênea, sendo acompanhada de um maior conteúdo de anfibólitos e uma foliação metamórfica incipiente (Figura 3.18F e H).

Alguns tonalitos foliados ocorrem de forma isolada e podem corresponder aos termos mais diferenciados do sistema magmático máfico em questão, ou podem ainda está relacionadas com o magmatismo da Suíte Igarapé Enganado.

Petrograficamente as rochas do Corpo Máficas Cidade do Colorado são representadas por olivina-gabronoritos, gabronoritos, noritos, magnetita-gabros, ortopiroxênio-dioritos e hornblenda-metagabros foliados. Estas rochas são mesocráticas, apresentam granulação média a grossa e são constituídas essencialmente por plagioclásio cálcico (40% - 60%), ortopiroxênio (5% - 25%), clinopiroxênio (5% - 35%) e olivina (5% - 10%); enquanto apatita e opacos ocorrem como minerais acessórios, mas em algumas litologias a magnetita pode representar até 5% do volume da rocha. Localmente ocorre hornblenda (1% - 35%) e biotita (1% - 4%) como minerais metamórficos ou de alteração.

Na maioria das amostras analisadas as texturas atribuídas ao processo de cristalização magmática estão bem preservadas, no qual os cristais plagioclásio (2 - 5 mm) são tabulares, geminados, subédricos a euédricos e estão distribuídos aleatoriamente numa trama hipidiomórfica a xenomórfica. Estes cristais englobam parcial ou totalmente os cristais granulares e anédricos de ortopiroxênio (0,5 - 4 mm) e olivina (0,3 - 1,5 mm), assim como algumas massas intersticiais de piroxênio, formando as texturas ofítica e subofítica.

Geralmente os dois piroxênios estão associados, sendo frequentes as exsoluções em lamelas de ortopiroxênio hospedados em cristais de clinopiroxênio e vice-versa. Estes minerais por vezes desenvolvem grandes oikocristais que envolvem poiquiliticamente as ripas de plagioclásio (Figura 3.19A). Os piroxênios também apresentam bordas de reação com exsolução de paletas de ilmenitas orientadas (Figura 3.19B).

Os minerais opacos apresentam forma granular anédrica ou ameboide (0,1 - 0,4 mm), estão inclusos nos piroxênios, plagioclásios e localmente compõem o arcabouço da rocha como minerais de *cumulus*, que estão posicionados nos espaços entre os silicatos (Figura 3.19C e D).

As relações petrográficas sugerem que estas rochas são produto da cristalização fracionada de um magma basáltico, anidro, que produziu uma geração precoce de olivina, ortopiroxênio, espinélio e ripas de plagioclásio com inclusões de ortopiroxênio, olivina e espinélio. Os contatos entre estes minerais são frequentemente embaiados, curvos e lobados e raramente retos, no qual o líquido magmático residual provoca uma reação de corrosão na periferia dos cristais.

Este processo é seguido da cristalização de um líquido residual em desequilíbrio, formando uma augita intersticial com exsoluções (Figura 3.19E). Posteriormente forma-se um ortopiroxênio intersticial, que desenvolve textura coronítica sobre a augita, indicando um aumento na temperatura ou uma mudança na composição do magma. No final da cristalização dos termos mais evoluídos, como dioritos, existe à formação de um plagioclásio intersticial devido à injeção de líquidos magmáticos mais diferenciados.

As feições de deformação pós-magmática, também são observadas no acunhamento e curvatura das lamelas de geminação dos cristais de plagioclásio. Contudo em muitos protólitos deformados ainda estão preservadas algumas feições primárias como uma trama hipidiomórfica, oikocristais de piroxênio e relictos de texturas coroníticas, ofítica e sub ofítica.

Em alguns protólitos as texturas ígneas foram parcialmente substituídas por um mosaico granoblástico inequigranular fino, com orientação moderada dos minerais por efeito de uma deformação incipiente e de baixo grau, provocando uma recristalização parcial dos plagioclásios (0,2 - 2 mm), que apresentam extinção ondulante, forma anédrica e executam contatos serrilhados e irregulares com agregados granulares e massas de piroxênio intersticial (0,5 - 1 mm) (Figura 3.19F).

Algumas rochas apresentam anfibólio verde, anédrico, geralmente orientado numa textura nematoblástica e desenvolve coroas de reação sobre os piroxênios (Figura 3.19G). A formação do anfibólio é atribuída a um metamorfismo na fácies xisto-verde, contemporâneo a uma deformação de baixo grau e com adição de água no sistema. Entretanto em algumas rochas esta deformação não está associada com a formação de uma mineralogia metamórfica.

A biotita é rara, varia de fina a grossa, ocorre na forma de cristais subédricos a anédricos que não apresentam orientação preferencial. Frequentemente está associada com os piroxênios, anfibólitos e minerais opacos, formando texturas coroníticas geradas após a cristalização e deformação

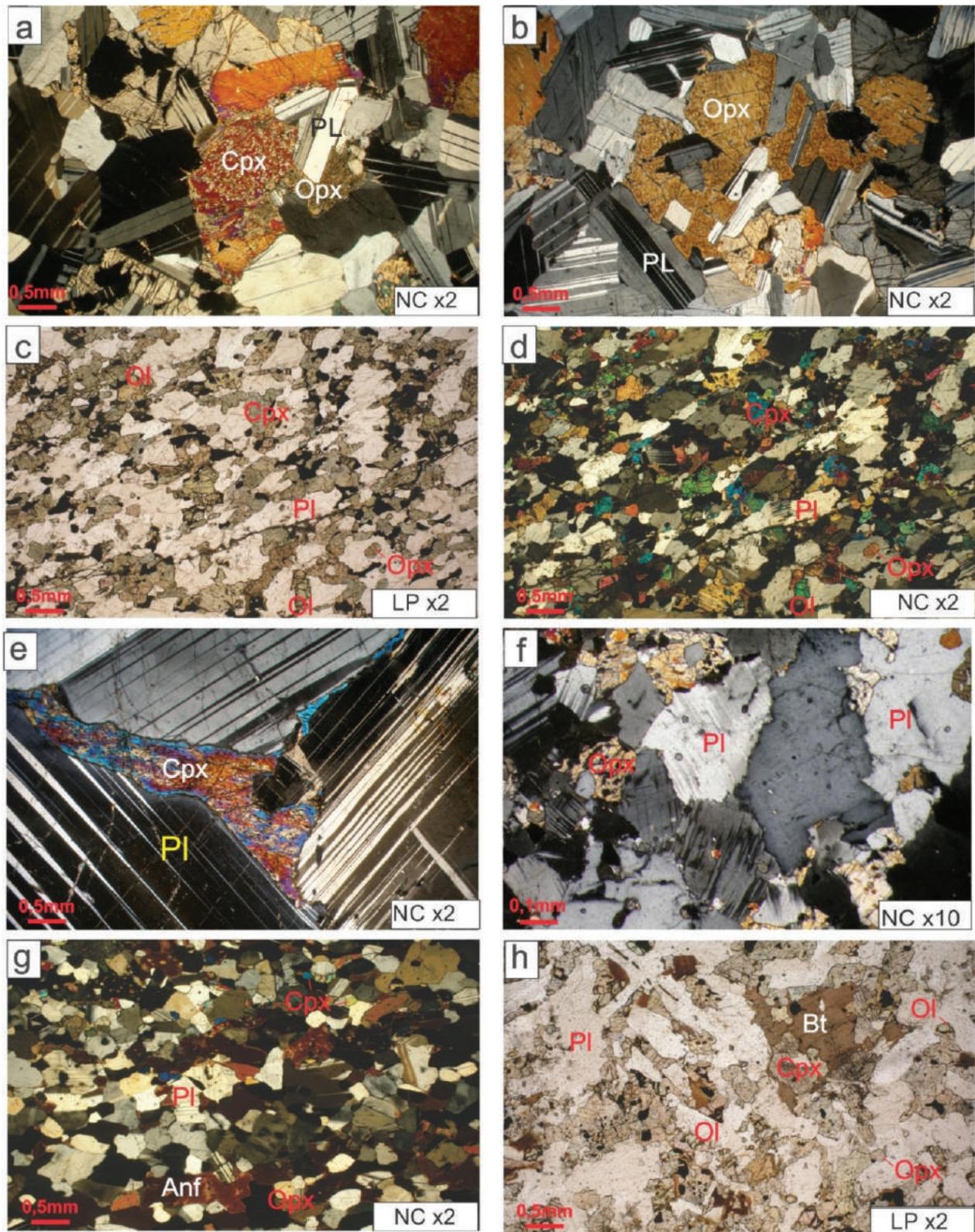


Figura 3.19 Aspectos microscópicos das rochas Máficas Cidade de Colorado. (A) gabronorito exibindo agregados de plagioclásio com clinopiroxênio corado por ortopiroxênio intersticial (Nicóis cruzados). (B) gabronorito maciço exibindo oikocristal de ortopiroxênio com borda de reação, entre ripas de plagioclásio (Nicóis cruzados). (C) e (D) magnetita-olivina-gabronorito com textura xenórfica parcialmente transformada numa trama granoblástica, no qual os minerais máficos estão acomodados na deformação dos plagioclásios recristalizados, mas a rocha ainda preserva muitas relações de contato, inclusões e coroas de reações primárias, nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, (E) ortopiroxênio-diorito grosso com oikocristal de augita entre grandes cristais de andesina (Nicóis cruzados). (F) magnetita-norito xenomórfico exibindo cristais de plagioclásio recristalizados com as lamelas de geminação deformadas e limites serrilhados (Nicóis cruzados). (G) hornblenda-metagabro foliado com textura granonematoblástica, exibindo anfibólios orientados e formando coroa de reação sobre os piroxênios relictos (Nicóis cruzados). (H) Detalhe para a presença de biotita pós-magmática e anédrica, substituindo o clinopiroxênio em olivina-gabro (Nicóis paralelos). Abreviações segundo Siivola & Schmid (2007).

dos protólitos, sugerindo uma alteração devido à percolação de fluidos tardios e ricos em potássio (Figura 3.19H).

Localmente ocorre hornblenda-diopsídio-ortopiroxênio tonalito de coloração cinza-esbranquiçada, com tons esverdeados, fortemente magnético, de granulação média, equigranular, isotrópico, com esfoliação esferoidal evidente, constituído por quartzo, biotita, anfibólio e feldspato potássico e/ou plagioclásio. Em amostra desta rocha (LW-031) foram selecionados grãos de zircão transparentes e incolores, por vezes apresentando inclusões e/ou faturas visíveis na lupa, os quais foram analisados pelo método U-Pb via SHRIMP.

Nas imagens de catodoluminescência observa-se que muitos grãos são euédricos a subédricos,

sem bordas de recristalização/metamorfismo (Figura 3.20). Foram efetuados 15 pontos analíticos no total, porém somente 13 foram utilizados para o cálculo das idades. Os dados forneceram valores de razão Th/U em torno de 0.2 e 0.7 (Tabela 3.1), indicando um domínio magmático com o sistema U-Th-Pb fechado.

Gerou-se uma idade concórdia de 1351 ± 4 Ma (Figura 3.21), que de acordo com as razões Th/U, estruturas internas dos cristais de zircão e o contexto geológico local é indicada como a idade de cristalização ígnea desta rocha, correspondente a um evento sin a tardi tectônico da região. O resultado obtido é idêntico, dentro dos erros analíticos aceitáveis, ao obtido por Rizzotto et al., (2002) para um leucogabro desta mesma unidade geológica.

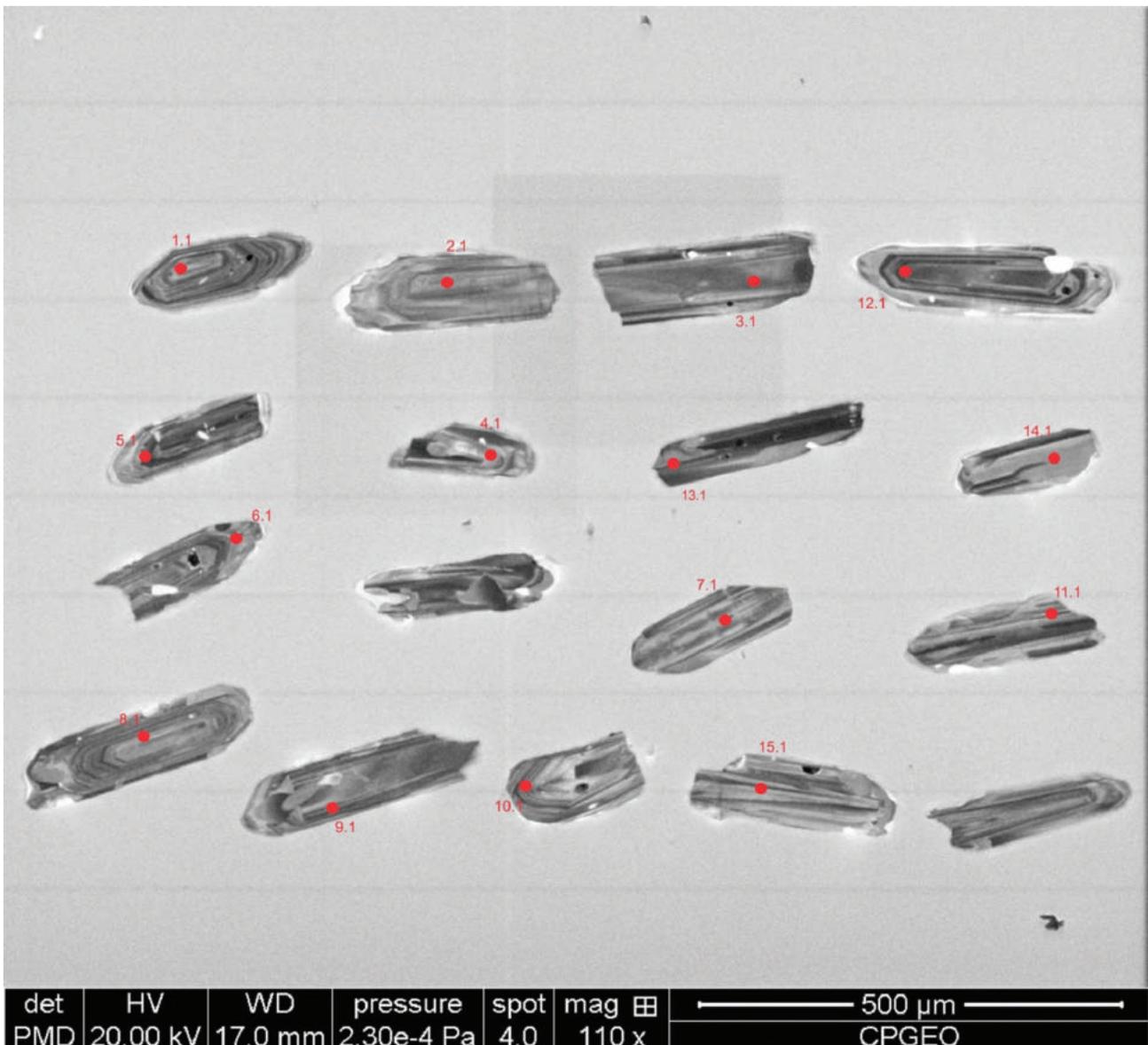


Figura 3.20. Imagens de catodoluminescência mostrando a localização dos pontos analíticos nos grãos de zircão da amostra LW-031.

Ponto	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb comum (%)	Razões Isotópicas						Idades				
					²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	erro (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	erro (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	erro (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	erro (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	erro (1σ)	Discordância (%)
1.1	108	65	0,62	0,00	0,0871	0,8	2,7992	1,7	0,2332	1,5	1351,1	18,1	1362	16	1
2.1	126	82	0,68	-0,13	0,0867	0,9	2,8701	1,7	0,2401	1,5	1387,0	18,2	1354	18	-2
4.1	102	48	0,49	0,26	0,0851	1,4	2,7941	2,1	0,2382	1,5	1377,3	18,4	1317	28	-4
5.1	79	42	0,54	0,02	0,0862	1,1	2,7138	1,9	0,2283	1,5	1325,7	18,3	1343	21	1
6.1	86	50	0,60	0,21	0,0858	1,5	2,7848	2,1	0,2353	1,5	1362,3	18,5	1334	28	-2
7.1	81	46	0,59	0,04	0,0867	1,9	2,8161	2,5	0,2356	1,5	1363,6	18,6	1354	37	-1
8.1	83	52	0,64	0,05	0,0864	1,1	2,8140	1,9	0,2362	1,6	1366,8	19,2	1347	21	-1
9.1	113	65	0,60	0,19	0,0865	1,1	2,7090	1,8	0,2272	1,5	1319,7	17,5	1349	21	2
10.1	150	69	0,48	0,17	0,0861	1,0	2,7495	1,8	0,2315	1,5	1342,3	17,6	1341	19	0
11.1	193	135	0,72	0,04	0,0867	0,7	2,8331	1,6	0,2369	1,4	1370,7	17,8	1354	13	-1
12.1	205	87	0,44	0,08	0,0865	0,7	2,8079	1,6	0,2353	1,4	1362,3	17,5	1350	14	-1
14.1	103	28	0,28	0,32	0,0847	1,4	2,6886	2,1	0,2302	1,5	1335,8	18,2	1308	28	-2
15.1	91	46	0,53	0,30	0,0857	1,6	2,7158	2,2	0,2298	1,6	1333,6	18,9	1331	30	0

Notas: Os erros das razões isotópicas estão todos em %. Todas as razões foram corrigidas a partir do ²⁰⁴Pb.

Tabela 3 1: Dados analíticos U-Pb em zircão referentes à análise da amostra LW-031 mostrando os valores obtidos para cada ponto analítico.

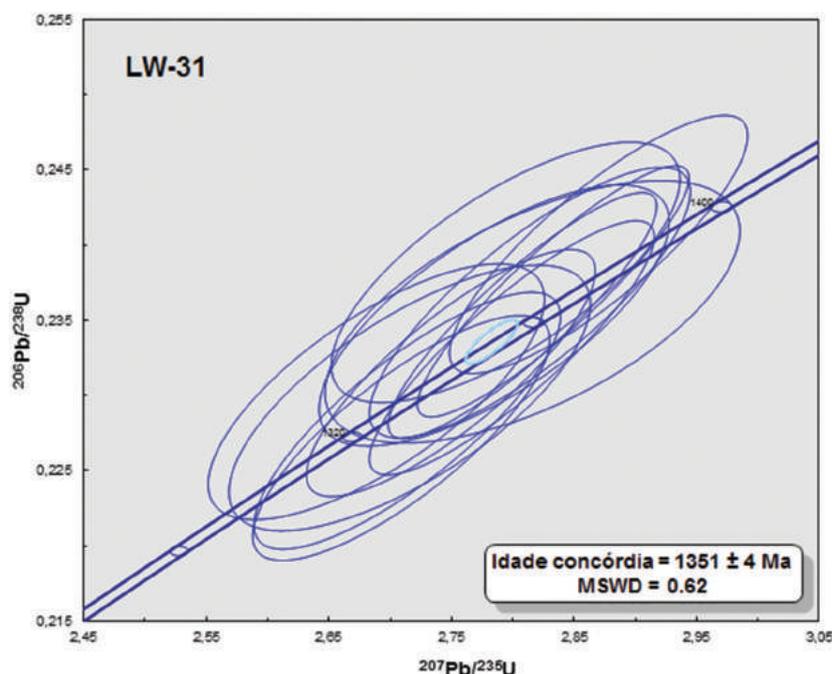


Figura 3.21. Diagrama concórdia calculado para o hornblenda-diopsídio-ortopiroxênio tonalito.

3.8. SUÍTE INTRUSIVA CEREJEIRAS (MP2_γ c)

A Suíte Intrusiva Cerejeiras foi definida por Rizzotto (2010), que agrupou um conjunto de granitoides bem característicos no que se refere à composição mineralógica, aspectos texturas e forma de ocorrência.

Estas rochas estão distribuídas na porção norte da Folha Rio Escondido, entre os municípios de Colorado do Oeste e Cerejeiras (Figura 3.22). O ba-

tólito principal está localizado entre os municípios de Cerejeiras e Colorado do Oeste, sendo limitado a sul pelos sedimentos quaternários do Vale do Guaporé e a norte pelas coberturas Mesozoicas da base do Grupo Parecis. Este batólito apresenta forma elíptica, cujo diâmetro do eixo maior é de aproximadamente 25 km e encontra-se alongado na direção N30°E. Ocorrem ainda alguns corpos de menor expressão em superfície, que são igualmente alongados e estão orientados na direção NNW-SSE.

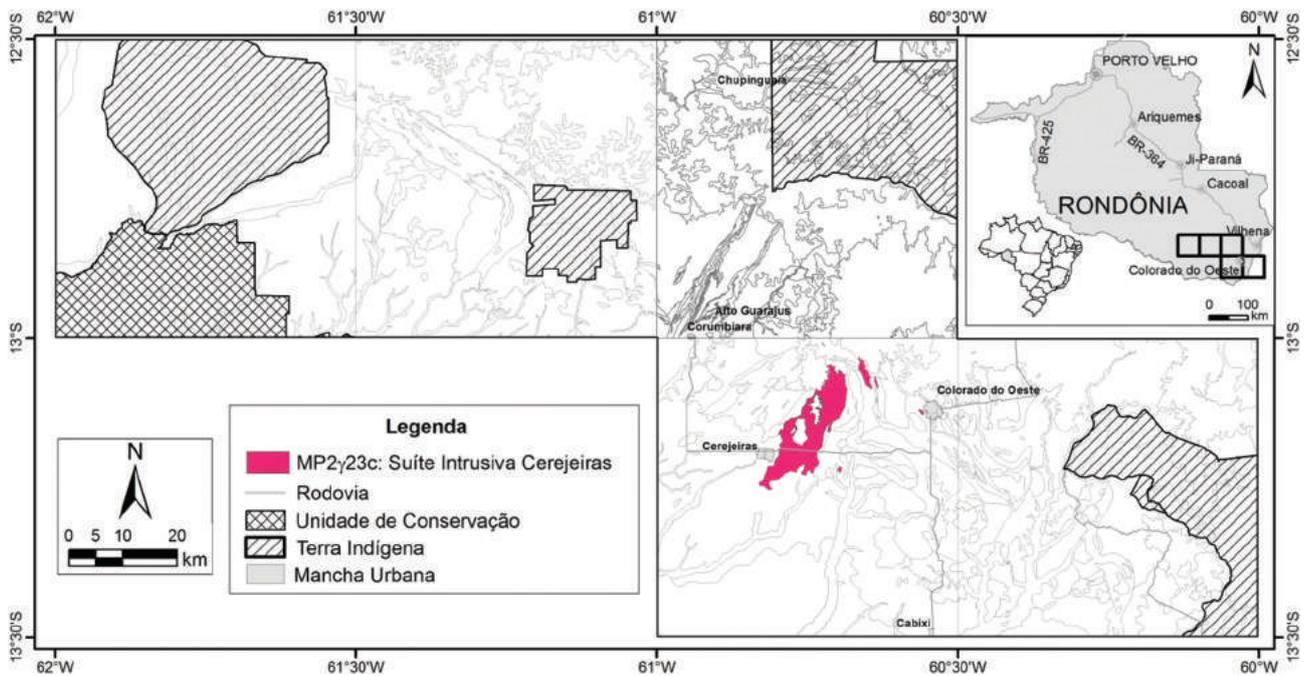


Figura 3.22. Mapa da área de ocorrência da Suíte Intrusiva Cerejeiras.

A seção tipo está localizada na rodovia estadual RO-399 (linha 3), a leste do município de Cerejeiras. Ao longo deste perfil observa-se que as rochas desta suíte ocorrem em região de relevo suavemente ondulado e afloram na forma de matações, blocos arredondados ou em pequenos lajedos (Figura 3.23A). A observação dos contatos em campo é bastante prejudicada por conta do alto grau de alteração intempélica que produziu um espesso perfil laterítico. Contudo em alguns afloramentos de regolito é possível observar que as rochas da Suíte Cerejeiras são intrusivas nos paragneisses e anfibolitos do Complexo Colorado, apresentando contatos difusos, com muitos xenólitos das rochas encaixantes.

Na porção sul do batólito principal as rochas apresentam granulação média a grossa e textura porfírica. Entretanto, na porção norte, ao longo das rodovias estaduais (Linhas 1 e 2), o maciço assume uma textura equigranular média e ocorre intercalado com grandes bandas das rochas encaixantes gnáissicas que estão orientadas de forma concordante com a estruturação regional. Isto sugere um batólito descontínuo e constituído por uma série de corpos menores que estão colocados nas zonas de alívio de tensões e entre os planos de foliação das rochas do embasamento.

Os litotipos da Suíte Cerejeiras são representados principalmente por biotita-monzogranito grosso porfírico a sienogranito médio com granada e raro granodiorito, quartzo-diorito e tonalito. Estas rochas apresentam uma ampla variação textural, de modo que os termos equigranulares

exibem textura maciça e os representantes porfíricos demonstram uma trama de fluxo magmático em estado *sub sólido*, o qual é definido pelo alinhamento dos fenocristais prismáticos de feldspato potássico conforme as direções N50°W/40°NE e N70°E/85°NW (Figura 3.23B e C). Em muitos afloramentos é possível observar diques de leucogranito da Suíte Alto Escondido cortando os granitoides da Suíte Cerejeiras.

A borda Oeste do batólito principal é limitada por uma zona de cisalhamento transcorrente dúctil, na qual as rochas assumem uma foliação metamórfica de direção N50°E/70°SE. Sugerindo que os granitoides da Suíte Intrusiva Cerejeiras estão encaixado nestas estruturas transcorrentes tardias. Nas faixas de maior deformação os fenocristais de feldspato potássico são transformados em porfiroclastos rotacionados, cujas bordas estão recristalizadas, e são contornados por uma matriz recristalizada e constituída por quartzo, plagioclásio e biotitas orientadas, gerando zonas de sombra de pressão e uma trama protomilonítica com cinemática destal. A textura rapakivi foi verificada pontualmente em biotita-metamonzogranito protomilonítico grosso cuja matriz contém quartzo azul (Figura 3.23D).

Em lâmina delgada as rochas da Suíte Cerejeiras são constituídas essencialmente por plagioclásio (5% – 65%), microclina (8% - 50%), quartzo (20% - 28%), biotita (2% – 15%) e ortoclásio (0% – 15%). A fase acessória é representada por zircão, alanita, apatita, minerais opacos e alguma granada, que não ultrapassam o limiar de 2% do conteúdo modal da rocha; enquanto que clorita, moscovita, epidoto, e

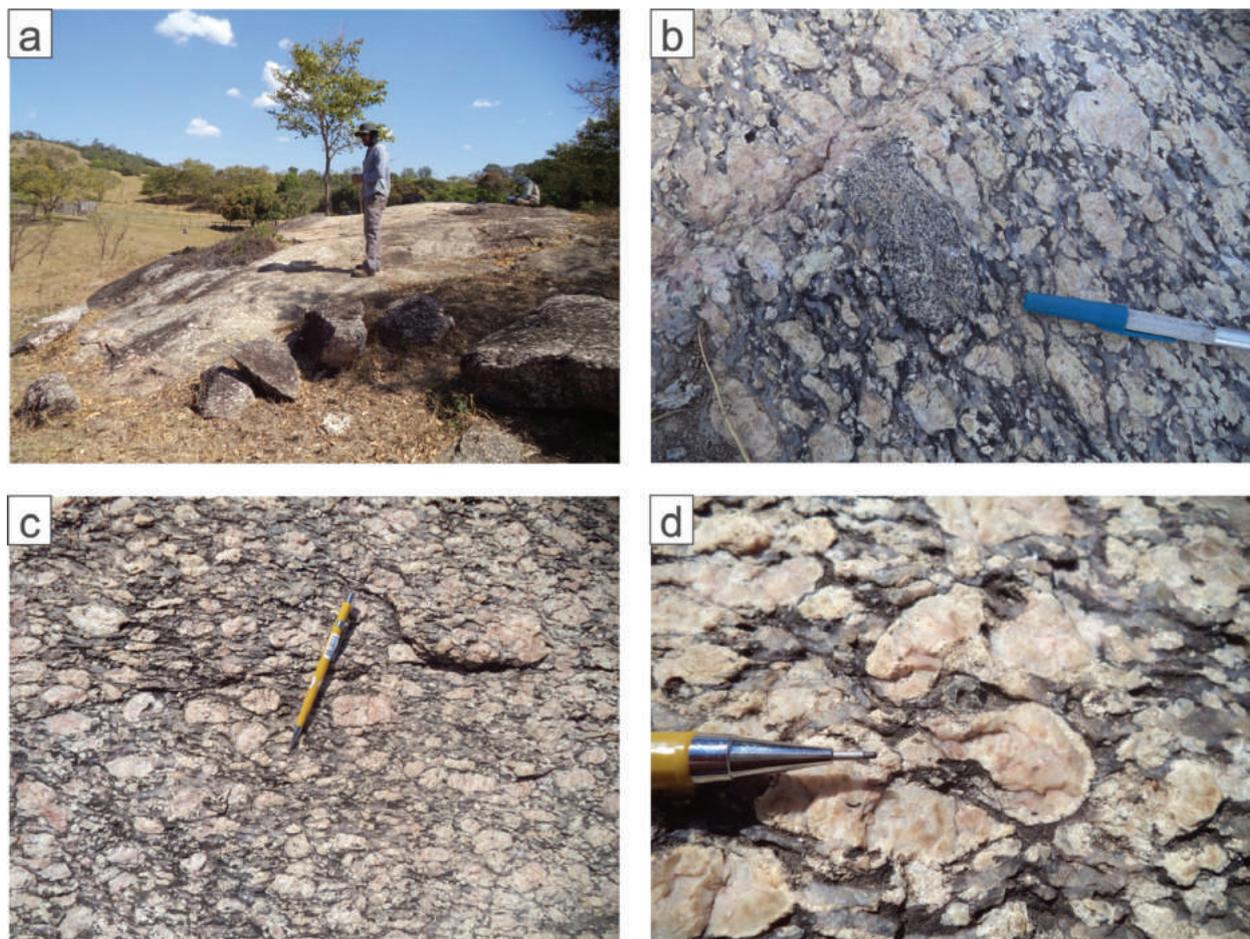


Figura 3.23. (A) aspecto de afloramento dos granitoides da Suíte Cerejeiras (B, C) Detalhe do metasienogranito porfirítico exibindo uma orientação planar dos fenocristais de feldspato potássico por fluxo magmático e uma foliação metamórfica superposta. Destaque para presença de autólitos máficos alongados e paralelos à foliação da rocha. (D) biotita-monzogranito com textura rapakivi em fenocristal anédrico de feldspato potássico que está envolvido numa matriz com biotita orientada e quartzo azul estirado.

caulinita ocorrem como minerais secundários e de alteração.

Os termos monzograníticos e granodioríticos são leucocráticos que variam de fina a grossa e exibem textura porfirítica e equigranular. Geralmente apresentam fenocristais prismáticos de microclina e ortoclásio que estão orientados por fluxo magmático ou distribuídos aleatoriamente numa matriz subdiomórfica (maciça), formada por cristais relictos de andesina, massas contínuas de quartzo ameboide com extinção ondulante e paletas de biotitas.

Nestes litotipos é frequente a presença de uma foliação metamórfica superpostalocalizada, que transforma a matriz xenomórfica em granoleptoblástica, mediante estiramento e recristalização das massas de quartzo e orientação planar da biotita que contorna porfiroclastos de feldspato potássico ovalados com deformação intracristalina (Figura 3.24A). Na borda dos batólitos e ao longo de contatos por falhas, o grau de recristalização é mais acentuado e desenvolve-se uma textura granoblastica poligonal equigranular média, com formação de subgrãos de feldspato e faixas miloníticas restritas.

Plagioclásio, biotita e apatita também ocorrem como inclusões nos fenocristais de feldspato potássico (Figura 3.24B) e localmente desenvolvem franjas mirmérgicas que foram geradas por exsoluções tardias. Clorita e epidoto granular são produtos de alteração hidrotermal sobre a biotita e plagioclásio respectivamente.

Os representantes tonalíticos ocorrem de forma restrita e são rochas inequigranulares finas a médias, constituídas por ripas de plagioclásio subédricos (45% - 65%) e algum feldspato potássico subordinado (5% - 10%), distribuídos numa textura subdiomórfica entre agregados de biotita (20%), massas granulares de quartzo (25%) intersticial e pontuações de minerais opacos (Figura 3.24C e D).

Na porção nordeste do batólito principal foi verificado a presença de pequenos corpos localizados de magnetita-feldspato-alcalino-granito médio a grosso, com textura hipidiomórfica, rico em cristais de microclina, que contém finas ripas de plagioclásio inclusas, cujos núcleos estão saussuritizados. Estas rochas são interpretadas como produto da cristalização de fluidos graníticos mais tardios, de carácter oxidante e ricos em potássio.

(Rizzotto, 2010) identificou a presença de granada metamórfica e idioblástica, como mineral acessório em biotita-monzogranitos e granodioritos foliados que apresentam uma deformação dúctil na rede cristalina da microclina, sugerindo um meta-

morfismo regional compatível com o nível crustal da fácies anfibolito.

Segundo (RIZZOTTO, 2010) as rochas da Suíte Cerejeiras são caracterizadas como granitos do tipo I, sin a tardi-tectônicos, colocados em ambiente intra-

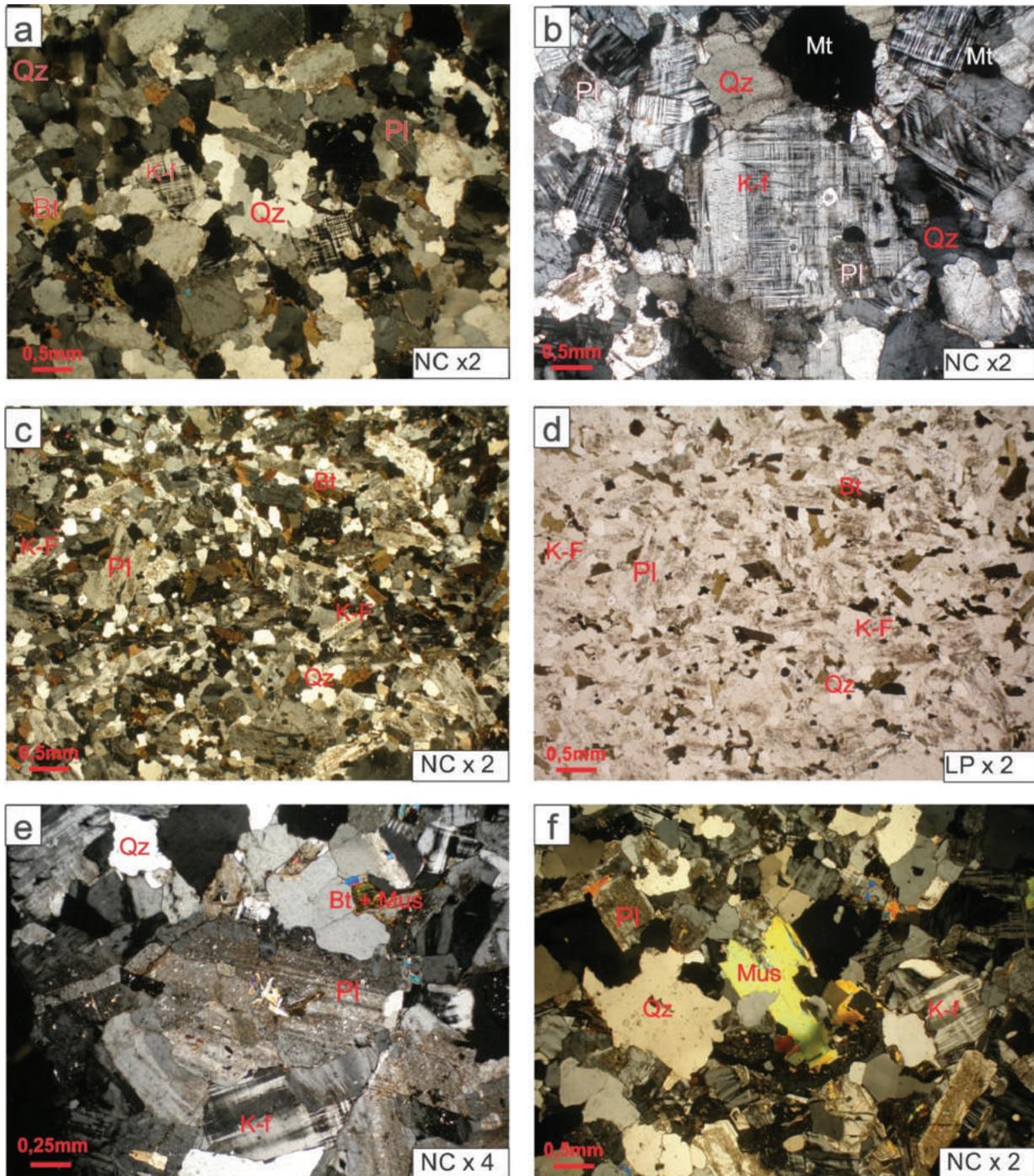


Figura 3.24. Aspectos microscópicos da Suíte Cerejeiras. (A) biotita-metamonzogranito foliado exibindo cristais anédricos de feldspato potássico com deformação intracristalina, quartzo com extinção ondulante e biotita lepidoblástica (nicóis cruzados). (B) magnetita-feldspato alcalino granito com textura hipidiomórfica formada por fenocristais prismáticos de microclina, grãos de magnetita e quartzo ameboide nos espaços intersticiais, os plagioclásios estão inclusos no feldspato potássico e exibem núcleos saussuritizados (nicóis cruzados). (C) e (D) biotita-granodiorito inequigranular fino, exibindo uma textura hipidiomórfica maciça, formada por cristais subédricos de plagioclásio, ortoclásio, biotita que estão distribuídos ao acaso entre massas de quartzo intersticial, nicóis cruzados e paralelos, respectivamente. (E) textura hipidiomórfica em sienogranito formado por cristais prismáticos de andesina e microclina e quartzo intersticial. Detalhe para a alteração do plagioclásio (nicóis cruzados). (F) textura xenomórfica em sienogranito com moscovita, detalhe para o zoneamento internos dos plagioclásios que estão e com núcleos alterados para epidoto granular (nicóis cruzados). Abreviações segundo Siivola & Schmid (2007).

placa, apresentam quimismo cálcio-alcálico de alto potássio, com carácter metaluminoso a levemente peraluminoso, ricos em metais alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5\%$) e possuem alta razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ que varia entre 1,30 e 2,28. Os padrões dos elementos traços e terras raras são semelhantes aos dos granitos da Suíte Igarapé Enganado, apresentando enriquecimento dos elementos de grande raio iônico em relação aos de alta carga, e enriquecimento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados, com leve anomalia de európio.

A geometria dos corpos é bem marcada no canal de potássio e contagem total da imagem aerogemaespectrométrica, como também se destacam nas imagens de distribuição ternária U-Th-K, associado a uma baixa susceptibilidade magnética na imagem aeromagnética de amplitude do sinal analítico (ASA).

Não existem dados geocronológicos sobre estas rochas, entretanto para (RIZZOTTO, 2010) as relações de campo e as semelhanças petrológicas sugerem que o magmatismo da Suíte Cerejeiras seja cronocorrelato com o das rochas da Suíte Igarapé Enganado.

3.9. SUÍTE INTRUSIVA IGARAPÉ ENGANADO (MP₂γ₂₃ie)

As rochas da Suíte Igarapé Enganado foram reconhecidas inicialmente por Santos et al., 1979 que as incluiu no Complexo Xingu. Rizzotto et al., 2002 durante estudos geológicos-geocronológicos regionais, classificou estas rochas como monzogranitos

porfiríticos e leucogranitos associados à Suíte Metamórfica Colorado.

A partir estudos integrados de geologia de campo, petrografia, geoquímica e geocronologia, Rizzotto (2010) agrupou um conjunto de granitoides, variavelmente deformados, que ocorrem nos arredores do município de Colorado do Oeste - RO, como a Suíte Igarapé Enganado (SIE).

Os corpos da SIE são intrusivos de forma discordante nas rochas gnáissicas do Complexo Colorado e subordinadamente nos anfibolitos Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira, com os quais realiza contatos abruptos, mediante falhas verticais ou por contatos difusos com muitos enclaves das rochas encaixantes.

Os granitoides da Suíte Igarapé Enganado estão distribuídos principalmente na porção leste da Folha Rio Escondido, formando batólitos contínuos e alongados ou corpos menores, que estão orientados de forma concordante com a estruturação regional e cujas direções variam entre N60°W a NS e localmente para N40°E (Figura 3.25).

Os principais litotipos da SIE são representados por biotita-metamonzogranitos e biotita-hornblenda metasiengranitos de cor cinza rosado, médio a grossos, geralmente foliados, leuco a mesocráticos, com representantes equigranulares e porfiríticos, que de modo geral são constituídos por fenocristais de feldspato potássico imersos numa matriz mais fina de quartzo, plagioclásio, com agregados máficos a hornblenda, biotita e pontuações de magnetita (Figura 3.26 A e B).

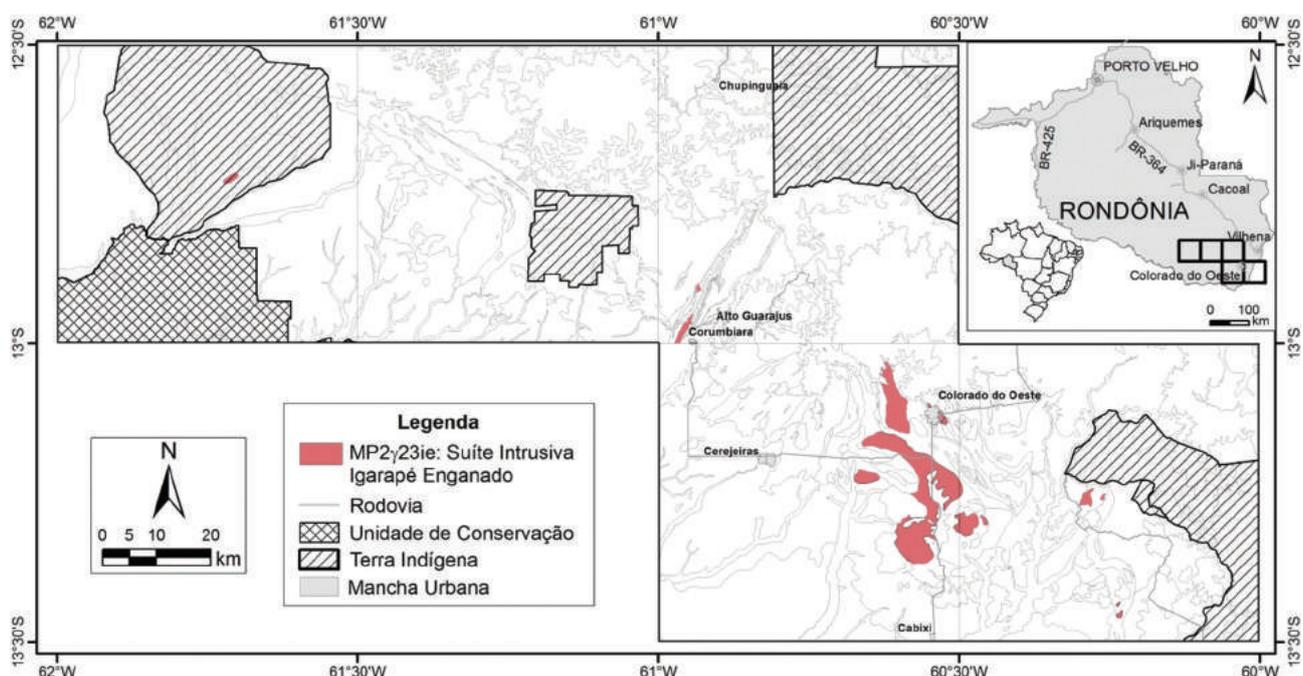


Figura 3.25. Mapa da área de ocorrência da Suíte Intrusiva Igarapé Enganado.

Os termos granodioríticos e tonalíticos ocorrem de forma subordinada, os quartzo-dioritos são raros e geralmente estão presentes nas estruturas do tipo *magma mingling*, na forma de autólitos máficos parcialmente assimilados pelas litofácies monzogranito e sienogranito (Figura 3.26C). Quando estas rochas híbridas estão posicionadas em zonas de ci-

salhamentos dúcteis, são transformadas em augengnaisses com bandamento metamórfico constituído pela alternância entre bandas variavelmente deformadas e de composição granítica, granodiorítica, tonalítica e quartzo-diorítica (Figura 3.26D). Os corpos de pegmatitos são discretos e ocorrem de forma restrita, assim como algumas texturas rapakivi.

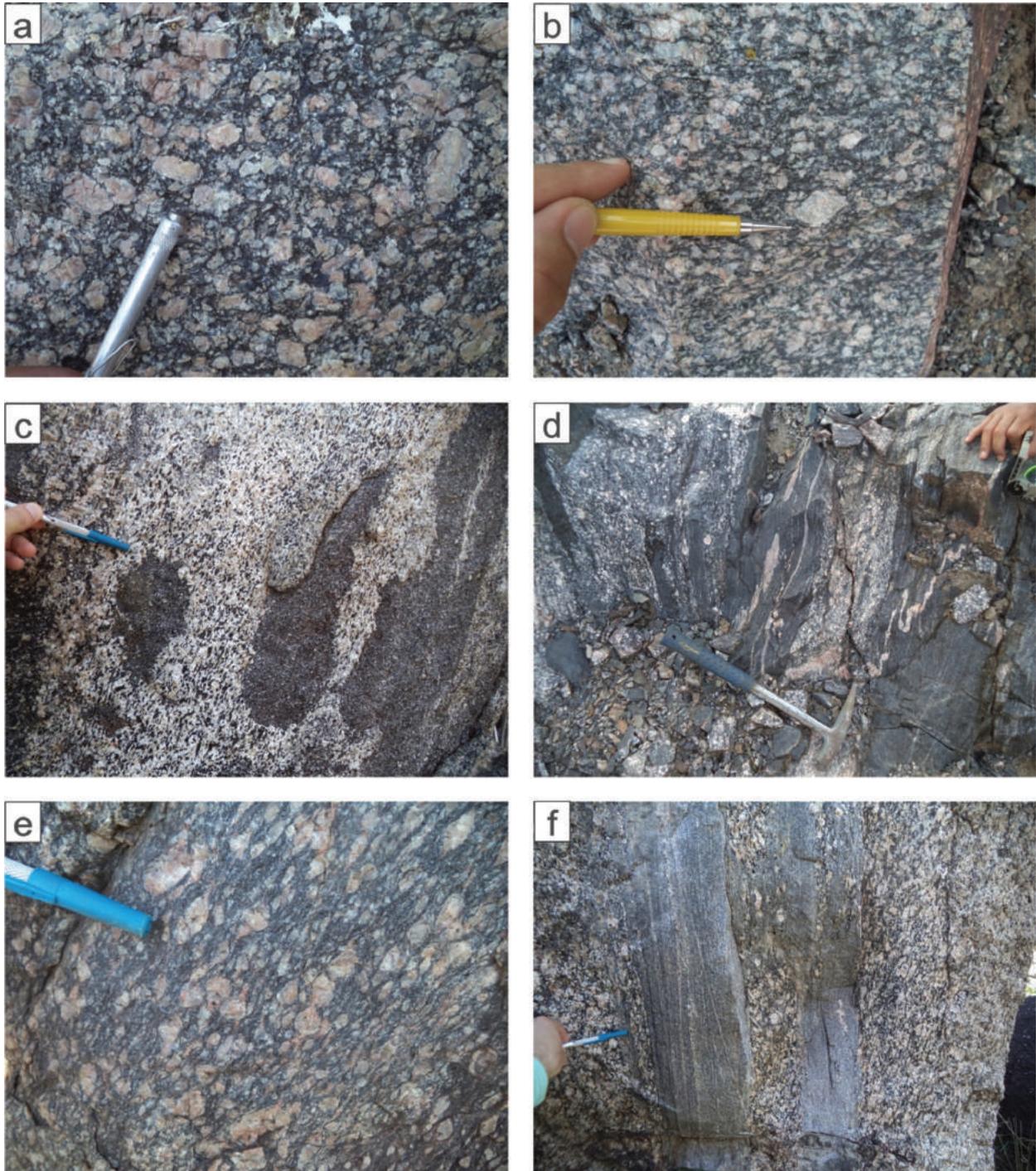


Figura 3.26 Aspectos de afloramento da Suíte Igarapé Enganado. (A) Aspecto do hornblenda-biotita-metamonzogranito porfirítico, exibindo uma orientação planar dos fenocristais de feldspato potássico por fluxo magmático. (B) No mesmo afloramento a rocha apresenta uma foliação metamórfica superposta. (C) Autólitos máficos orientados em monzogranito formando estrutura atribuída a mistura incompleta entre dois magmas (máfico/félsico). (D) Aspecto da deformação dúctil sobre metamonzogranito heterogêneo com bandas máficas paralelizadas numa foliação planar e vertical, detalhe para a presença de um veio de leucogranito dobrados de forma isoclinal (E) metasienogranito milonítico exibindo porfiroclastos de feldspato potássico imersos numa matriz fina e recristalizada. (F) Aspecto da deformação heterogênea sobre granitoide híbrido que apresenta bandas de composição e comportamento reológico diferentes.

A deformação é dúctil, heterogênea e favorece a preservação de grandes núcleos pouco deformados, que estão contornados por bandas de cisalhamento estreitas e amendoadas. Nestas zonas de sombra de pressão os granitoides apresentam textura maciça a porfirítica, exibindo fenocristais de microclina subédricos, orientados numa trama planar que foi gerada pelo processo de fluxo magmático, com uma deformação no estado *subsolidus*. Entretanto nas zonas de maior deformação as rochas assumem uma trama protomilonítica, milonítica a localmente ultramilonítica, com porfiroclastos de feldspato potássico rotacionados e contornados por uma matriz fina, recristalizada e com minerais máficos orientados (Figura 3.26E e F).

De modo geral esta foliação milonítica superposta é bastante penetrativa, e anastomosada, apresenta mergulho de alto ângulo a subvertical, e direção predominante N50°E, N60°W, N0°E e localmente N85°E. Estas estruturas estão posicionadas em bandas de cisalhamento associadas a zonas de empurrões ou nos sítios restritos de transcorrências com cinemática sinistral. Em poucos afloramentos também é possível observar veios de quartzo desenhando dobras isoclinais com mergulho alto e vergência para oeste.

Nas variedades de sienogranitos e monzogranitos geralmente estão preservadas texturas ígneas primárias, porém nos granodioritos e tonalitos, as feições de deformação são mais acentuadas.

Petrograficamente os metasienogranitos e metamonzogranito são rochas leucocráticas, inequigranulares média a grossas, nas quais as texturas porfirítica e hipidiomórfica estão substituídas por uma foliação metamórfica. Estes protólitos são constituídos essencialmente por 20% a 45% de porfiroclastos de microclina pertítica de 1 a 4 mm, que estão orientados e envolvidos por uma matriz rica em massas de quartzo recristalizado (20% a 40%), com até 13% de biotita e 5% hornblenda (0,2 – 1 mm), que estão igualmente orientadas, definindo uma textura lepdoblástica e granonematoblástica (Figura 3.27A,B,C,D,E e F). Os plagioclásios representam de 2% a 30% do total da rocha, são subédricos, geralmente estão inclusos no feldspato potássico ou presentes na matriz da rocha formando uma textura granoblastica com quartzo. A textura rapakivi é rara e foi observada em amostras pouco deformadas.

A matriz cuminuída é rica em quartzo recristalizado conferindo à rocha uma textura protomilonítica incipiente. Algumas massas de quartzo estão contornadas por sub grãos poligonizados e apresentam uma extinção ondulante do tipo *chessboard*, que está relacionada com a recristalização do quartzo em temperaturas entre 500-700 °C. Os contatos

são frequentemente irregulares, retos, serrilhados e interlobados.

As fases acessórias estão representadas por zircão, apatita, titanita, alanita e minerais opacos que ocorrem inclusos na biotita e quartzo, ou estão distribuídos aleatoriamente na matriz da rocha. Epidoto, sericita, clorita e moscovita são minerais secundários. Em algumas amostras esta mineralogia neoformada também está orientada conforme a foliação milonítica da rocha e formam textura do tipo *mica fish*.

Os granodioritos, tonalitos e quartzo-dioritos possuem um maior conteúdo de minerais máficos e de um modo geral apresentam um grau de deformação menor, preservando uma trama inequigranular, hipidiomórfica fina a média, isotrópica ou exibindo um alinhamento dos prismas de plagioclásio e feldspato potássico com até 5 mm de comprimento, devido ao fluxo magmático. Entretanto, em algumas amostras está presente uma foliação metamórfica incipiente com recristalização parcial da mineralogia original.

Nestes litofácies o volume de plagioclásio varia de 44% a 60% e geralmente exibe cristais subédricos; o quartzo varia entre 15% e 40%, ocupa os espaços intersticiais na forma massas irregulares (0,5 – 1,5 mm) com leve extinção ondulante, ou está intercrescido com o feldspato (mimerquita). Nos agregados máficos as texturas coroníticas são frequentes, nas quais a biotita cresce sobre diopísídio, ortopiroxênio ou hornblenda. Zircão, apatita, alanita, titanita e opacos são minerais acessórios. Carbonato, epidoto e sericita são minerais secundários e formam-se devido à salssuritização do plagioclásio; a biotita está normalmente sendo substituída por clorita e moscovita em sítios de alteração.

Segundo Rizzotto (2010) As rochas desta suíte são caracterizadas como granitoides sin a tarditectônicos do tipo I, apresentam quimismo calcioalcalino de alto potássio a shoshonítico, de caráter metaluminoso a levemente peraluminoso, enriquecidos em metais alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5\%$) e com alta razão $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$. Também exibem uma ampla variação faciológica e textural, incluindo sienogranitos, monzogranitos, granodioritos e tonalitos que frequentemente apresentam uma trama de fluxo magmático com deformação no estado *subsolidus* e uma foliação metamórfica superposta (Figura 3.26). Em muitos afloramentos ocorrem estruturas semelhantes à mistura mecânica entre um magma máfico e outro félsico, sugerindo um magmatismo bimodal.

3.10. SUÍTE INTRUSIVA ALTO ESCONDIDO (MP₂^γ₃₄ ae)

Durante os trabalhos de reconhecimento geológico-geocronológico realizado por Rizzotto et al (2002) na região Sudestes do estado Rondônia, foi

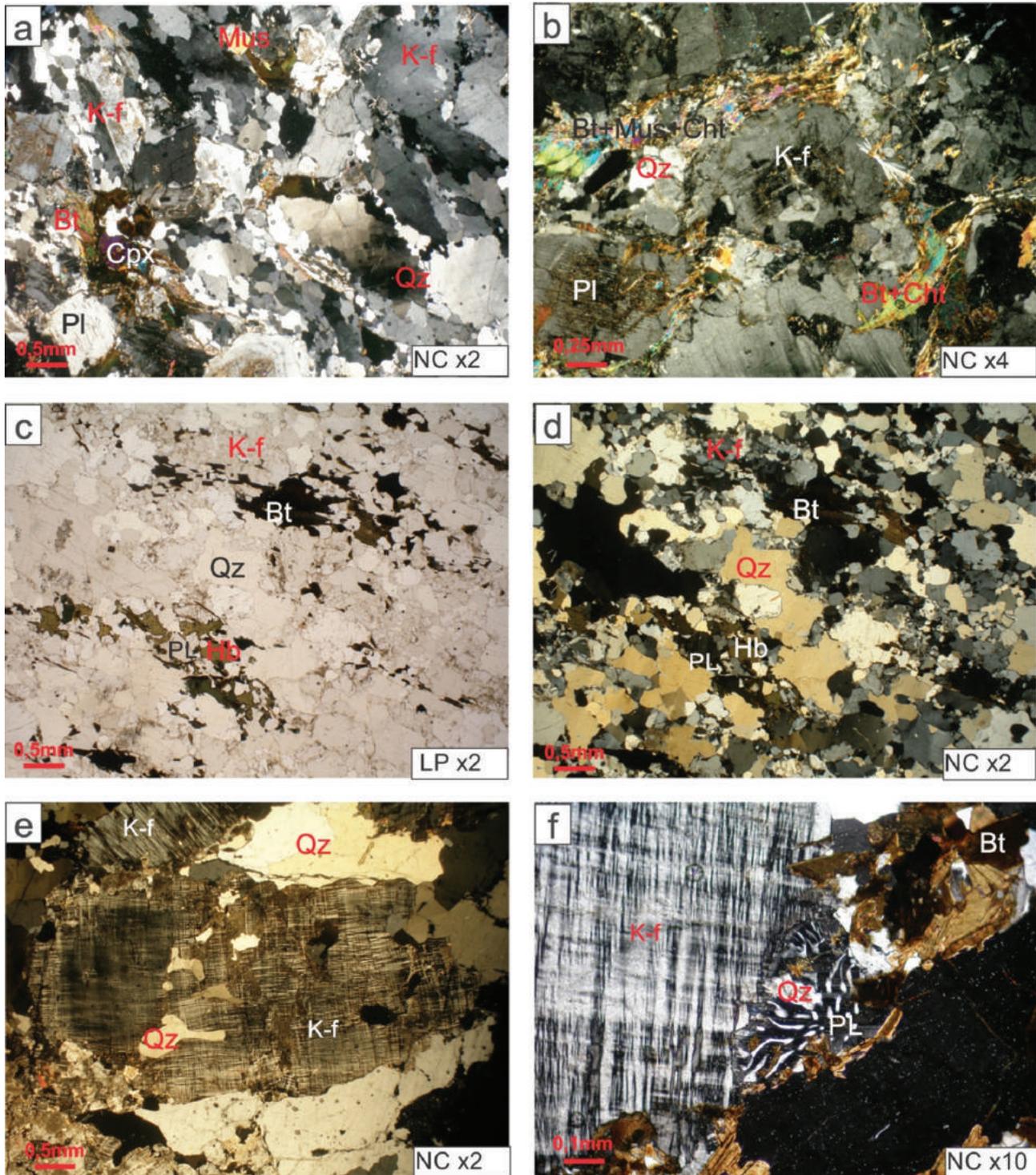


Figura 3.27. Aspectos microscópicos da Suíte Igarapé Enganado. (A) Foliação metamórfica em metamonzogranito com destaque para extinção ondulante do tipo chessboard em cristal de quartzo contornado por subgrãos granoblásticos (nicóis cruzados). (B) Metamonzogranito exibindo textura lepidoblástica formada por biotita, clorita e moscovita com textura mica fish contornando os fenocristais de feldspato (nicóis cruzados). (C) e (D) Metasonogranito milonítico exibindo textura granonematoblástica, nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (E) Fenocristais anédricos de microclina pertítica, orientados por fluxo magmático e imersos numa matriz de quartzo (nicóis cruzados). (F) Detalhe da textura simplectítica, numa massa de mimerquite formada por exsolução irregular de quartzo em plagioclásio (nicóis cruzados). Abreviações segundo Siivola & Schmid (2007).

identificado um leucogranito com granada, intrusivo em anfibolitos, que foram incluídos na Suíte Metamórfica Colorado. No mapeamento geológico realizado por Rizzotto (2010), na escala 1:250.000, foram cartografados vários corpos destes leucogranitos,

com foliação incipiente. Naquela oportunidade as informações de campo somadas a dados geocronológicos, permitiram ao autor propor uma nova unidade geológica que ele denominou de Suíte Intrusiva Alto Escondido (SIAE).

Os litotipos da SIAE realizam contatos discordantes que tangenciam a foliação metamórfica dos gnaisses e xistos do Complexo Colorado e também dos anfibolitos do Complexo Trincheira. Nestas rochas encaixantes são frequentes a presença de apófises e pequenas injeções de leucogranitos que também são encontrados na forma de diques aplíticos com granada, cortando aleatoriamente a trama dos granitoides da Suíte Igarapé Enganado.

Os corpos batolíticos apresentam dimensões variadas e estão distribuídos amplamente nos domínios do embasamento cristalino das folhas Alto Escondido e Ilha do Porto, apresentam forma alongada com direção NS com leve inflexão para NNE ou NNW e geralmente desenvolvem pequenas elevações semi-esféricas no relevo. A exposição dos afloramentos

ocorre na forma de blocos arredondados a levemente alongados no topo das elevações ou em lajedos encontrado na margem dos Igarapés (Figura 3.28).

Na Suíte Alto Escondido predominam monzogranitos fino a médios, de tonalidade cinza-claro a rosados, leucocráticos, equigranulares, com textura isotrópica, e localmente apresentam uma trama de fluxo magmático no estado *subsolidus*. De modo geral são constituídos por prismas subédricos de plagioclásio, feldspato potássico, que estão envolvidos em massas de quartzo, agregados de biotita e até 3% de granada. Nestas rochas predomina uma estrutura maciça e homogênea, sem grandes variações texturais ou faciológicas e os xenólitos do embasamento são raros (Figura 3.29)

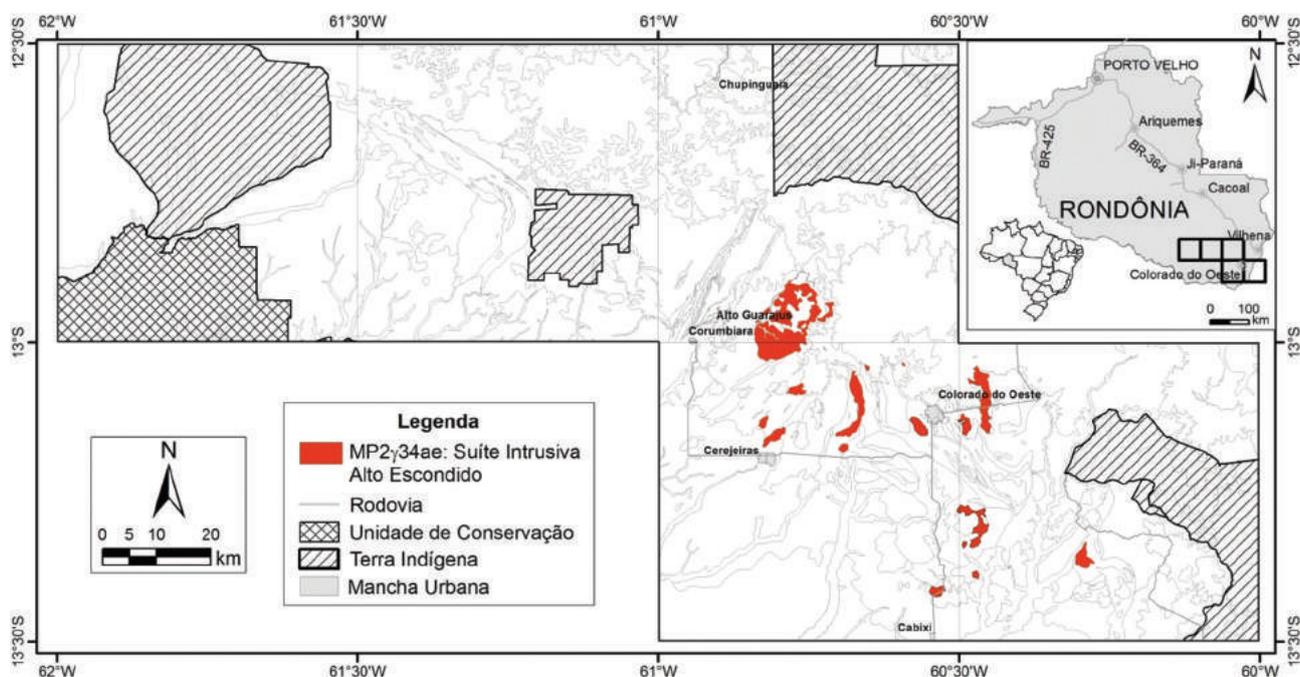


Figura 3.28. Mapa da área de ocorrência da Suíte Intrusiva Alto Escondido.

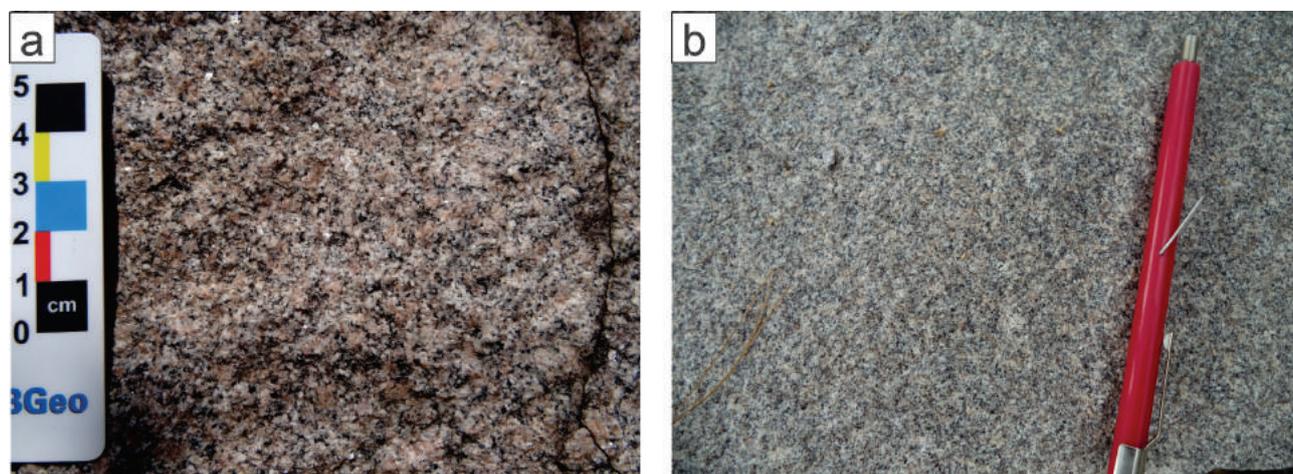


Figura 3.29. Aspecto dos monzogranitos leucocráticos, equigranulares da SIAE. (A) Textura maciça. (B) Trama incipiente de fluxo magmático no estado *subsolidus*.

Petrograficamente as rochas da Suíte Intrusiva Alto Escondido são classificadas como biotita-sienogranitos e biotita-monzogranitos com granada. Na tabela 3.1 se encontra uma síntese das composições modais das amostras analisadas no presente trabalho.

Em lâmina delgada são rochas leucocráticas, inequigranulares fina a média, contendo fenocristais dispersos de microclina pertítica e ortoclásio subédricos com até 1 mm de diâmetro, entre agregados finos, equigranulares e subédricos de plagioclásio zonado (10 a 30%), microclina (20 a 35%), massa irregulares de quartzo (20 a 30%) com limites embaiados e leve extinção ondulante. O mineral máfico é representado por palhetas de biotita subédrica, que estão distribuídas aleatoriamente na trama hipidiomórfica da rocha ou inclusas nos fenocristais de feldspato potássico juntamente com ripas de plagioclásio (Figura 3.30)

A fase acessória é representada por zircão, apatita, titanita e alanita de hábito granular que geralmente estão inclusos na biotita e plagioclásio; a granada idiomórfica foi observada em algumas amostras e não ultrapassa 2% do volume da rocha. Localmente ocorrem massas intersticiais de mimerquita formadas pelo crescimento gráfico entre quartzo e feldspato potássico.

Em algumas amostras está presente uma foliação incipiente que provoca estiramento e fragmentação dos cristais de quartzo, com orientação da biotita e alinhamento dos fenocristais de feldspato potássico. Este processo está associado com a formação de uma paragênese secundária com argilominerais, moscovita, clorita e epidoto que desenvolvem-sobre a biotita, no núcleo dos plagioclásios

Conforme foi definido por Rizzotto (2010), a Suíte Alto Escondido é representada por monzogra-

nitos tardi a pós tectônicos, peraluminosos, enriquecidos em sílica (70%) e metais alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8\%$), com alta razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,2 a 1,6) e teores altos de K, Rb, Ba e Th, entretanto demonstra um caráter cálcio-alcalino nos diagramas de peacock (1931) e AFM. Também apresenta um enriquecimento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados e leve anomalia negativa de európio.

3.11. FORMAÇÃO CORUMBIARA (PZco)

A unidade sedimentar mais basal da região mapeada é representada pelos conglomerados polimíticos e arenitos feldspáticos imaturos da Formação Corumbiara, definida por Rizzotto et al., (2007). Esta formação acompanha o paleorelevo do embasamento, muitas vezes confinada em grabens gerados por abatimento de blocos (Figura 3.31).

A Formação Corumbiara é constituída por dia-mictito polimítico estratificado, com ocasionais intercalações delgadas de arenitos arcoseanos/caolínicos, apresentando coloração alaranjada a esbranquiçada (Figura 3.32). Os clastos são compostos por granito, quartzo de veio, paragnaisse, quartzito ferro-mangânico, xisto e gnaisse apresentando tamanhos entre grânulos e matações com formatos arredondados e subangulosos.

A imaturidade textural e mineralógica indicam que a os sedimentos foram transportados por fluxos gravitacionais de alta densidade. A composição arcoseana dos arenitos da Formação Corumbiara indicam que a porção estudada representa sistema deposicional de leques aluviais proximais, possuindo área fonte com contribuição de rochas graníticas e metassedimentares.

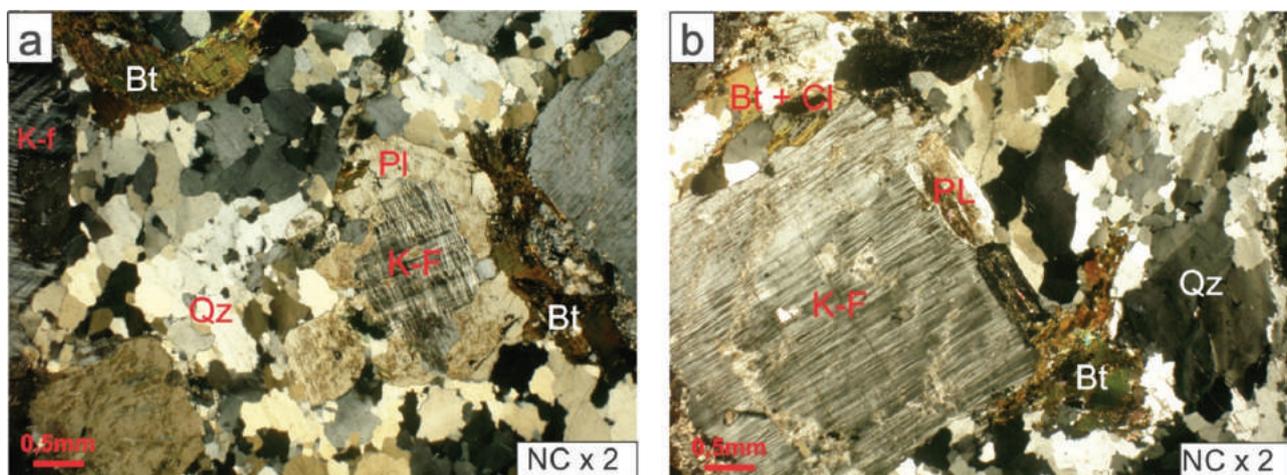


Figura 3.30. Fotomicrografias destacando feições texturais dos biotita-monzogranitos da Suíte Intrusiva Alto Escondido. (A) e (B) fenocristal anédrico de microclina com inclusões de biotita e plagioclásio (nicóis cruzados). Abreviações segundo Siivola & Schmid (2007).

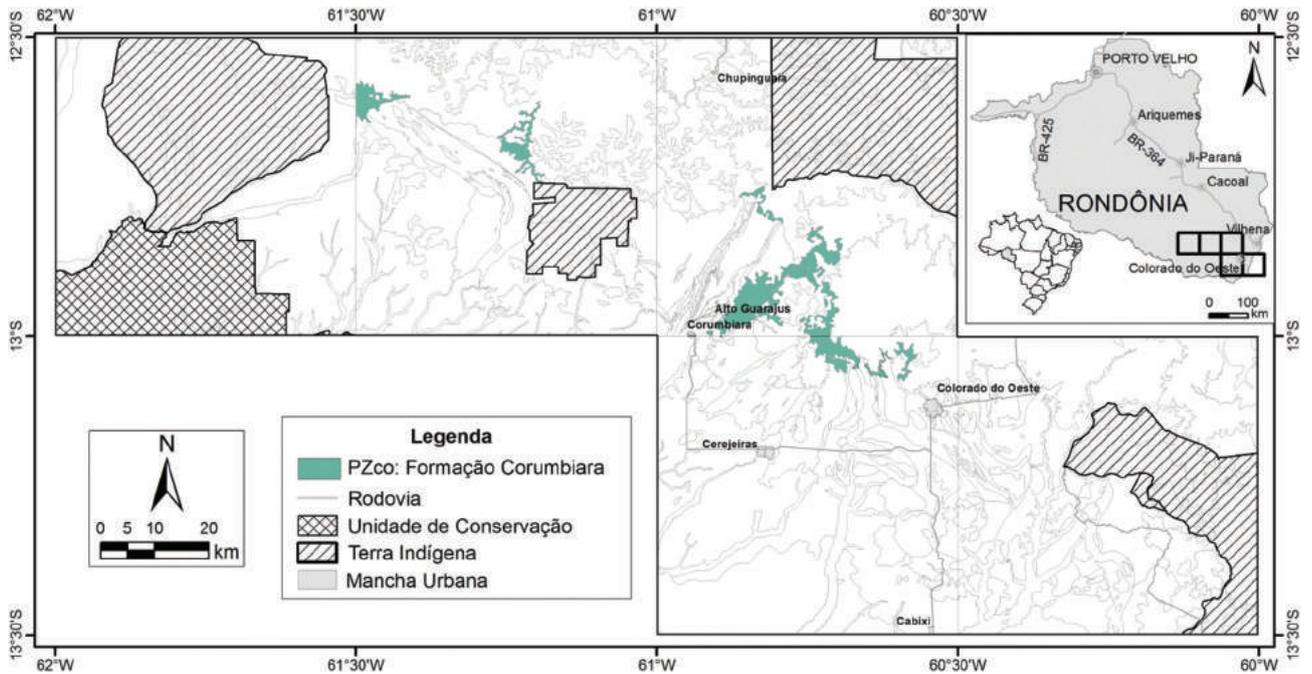


Figura 3.31. Mapa da área de ocorrência da Formação Corumbiara.



Figura 3.32. Afloramentos da Formação Corumbiara. Ponto 4212-LS-35. A) vista geral afloramento ponto. B) detalhe para arenitos com laminação plano-paralela. Ponto 4212-TR-32. C) nível conglomerático. D) nível arenoso.

3.12. GRUPO PARECIS (JKp)

3.12.1. Formação Rio Ávila (Jra)

A Formação Rio Ávila, definida por Bizzi et al. (2003), possui ampla distribuição na área mapeada. Sua espessura mínima é da ordem de 240 m, gerando platôs elevados onde são encontrados solos muito arenosos derivados de arenitos avermelhados a esbranquiçados friáveis, com eventuais intercalações de pelitos avermelhados (Figura 3.33). Os níveis pelíticos correspondem à sedimentação em lagos ra-

sos, na região de interdunas, bem como pequenas planícies de inundação associadas às paleodrenagens de sistemas fluviais efêmeros denominados *wadis*. Os processos de alteração telodiagenéticos conferem um aspecto “mosqueado” devido à desferificação por migração dos óxidos e hidróxidos de ferro presentes na matriz e cimento da rocha.

Os arenitos possuem grãos arredondados, são bimodais e exibem estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de médio a grande porte com sets de até 1,8m (Figura 3.34), feições indicativas de deposição em dunas secas de ambiente eólico. Ocasionalmente há níveis de conglomerados com seixos de quartzo arre-

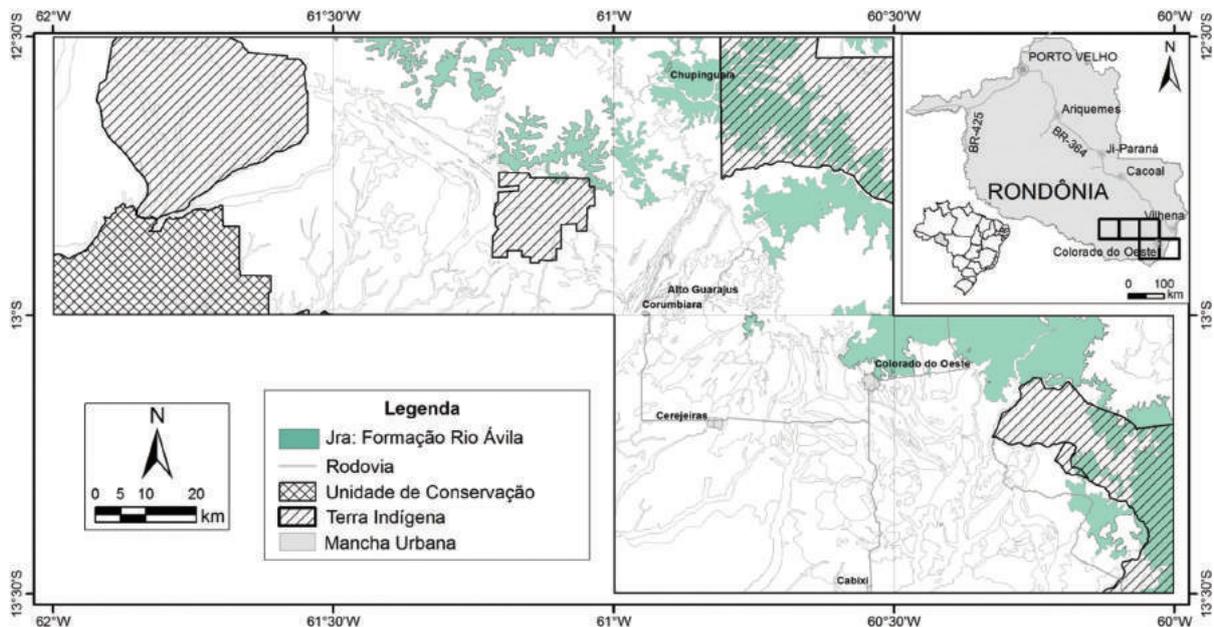


Figura 3.33. Mapa da área de ocorrência da Formação Rio Ávila.



Figura 3.34. Aspectos de afloramento da Formação Rio Ávila. A) Vista geral afloramento 4212-TJ-40 exibindo estratificação cruzada tabular com set de 1,7m e superfície de truncamento. B) Detalhe de laminação cruzada em arenito esbranquiçado com superfície de truncamento. C) Tronco fossilizado no conglomerado da base da Formação Rio Ávila (4212-LS-23). D) Detalhe para tronco exibindo linhas de crescimento concêntricas.

dondados, por vezes imbricados, indicando transporte subaquoso, com contribuição de sistemas fluviais efêmeros. Associado aos níveis conglomeráticos foram encontrados fragmentos de lenhos fósseis silicificados atribuídos ao grupo das *Gimnospermae*.

3.12.2. FORMAÇÃO UTIARITI (K_{2ut})

A A Formação Utiariti, definida por Barros et al. (1982), recobre a Formação Rio Ávila em contato concordante e gradacional, sendo representada por quartzo-arenitos maciços silicificados e avermelhados. Esta formação é encontrada nas cotas mais elevadas, formando morros testemunhos com topos aplainados e

bordas escarpadas (Figura 3.35). É comum na área mapeada que esta formação esteja recobrendo diretamente o embasamento por meio de discordância litológica.

A porção basal desta formação é constituída por aproximadamente meio metro de espessura, constituída por paraconglomerado oligomítico. Os clastos deste paraconglomerado são compostos por quartzo arredondados e por arenitos da Formação Rio Ávila retrabalhados, dispersos numa matriz arenosa de cor avermelhada (Figura 3.36). A porção superior da Formação Utiariti é constituída por arenitos maciços, ou com pequenas laminações cruzadas acanaladas e estruturas de convolução. São descritos troncos fósseis de Coníferas da família *Podocarpaceae* que indicam idade Neocretáceo.

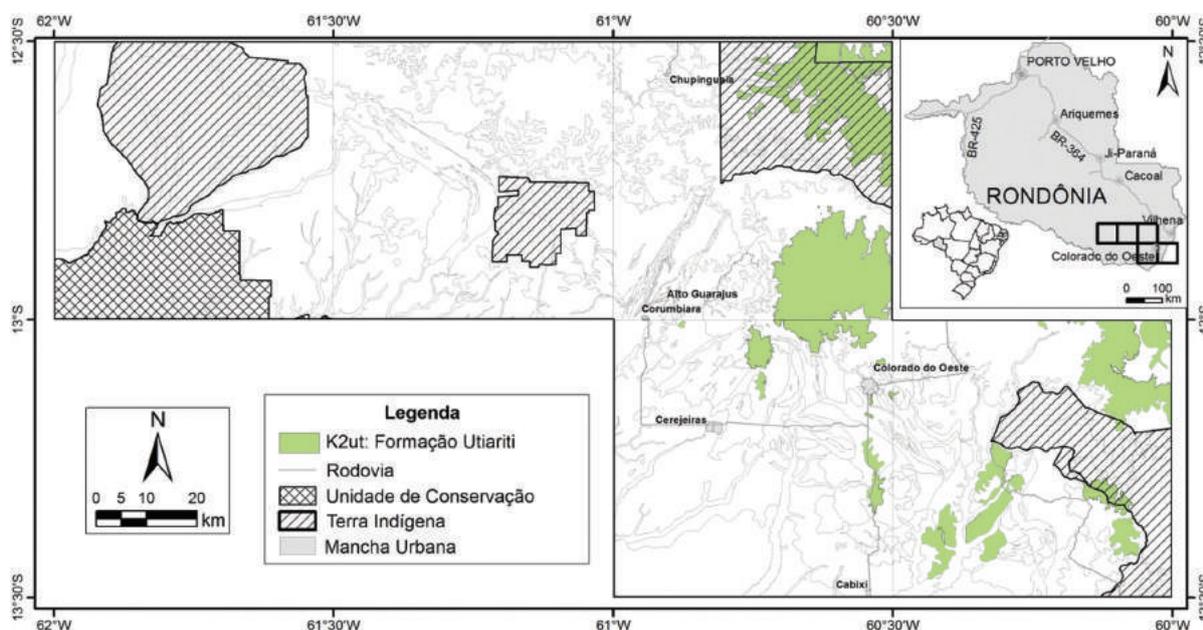


Figura 3.35. Mapa da área de ocorrência da Formação Utiariti.



Figura 3.36. Aspectos de afloramento da Formação Rio Ávila. A) Vista geral afloramento 4212-TJ-40 exibindo estratificação cruzada trabular com set de 1,7m e superfície de truncamento. B) Detalhe de laminação cruzada em quartzo arenito esbranquiçado com superfície de truncamento. C) Tronco fossilizado no conglomerado da base da Formação Rio Ávila (4212-LS-23). D) Detalhe para tronco exibindo linhas de crescimento concêntricas.

3.12.3. Formação Guaporé (N2Q1g)

Os sedimentos da Formação Guaporé estão distribuídos ao longo do terraço do rio homônimo (Figura 3.37). Esta formação está depositada em não conformidade sobre as rochas do embasamento Mesoproterozoico. Os depósitos fluviais arenosos da Formação Guaporé são constituídos por sedimentos imaturos, tais como areia grossa, areia média com níveis cascalhosos e, subordinadamente, níveis argilosos.

3.13. COBERTURA DETRITO LATERÍTICA (N2Q1dl)

As coberturas lateríticas do estado de Rondônia compreendem principalmente crostas fer-

ruginosas e depósitos adjacentes resultantes de seu desmantelamento. Estas coberturas sustentam grande parte do relevo na forma de baixas mesetas, podendo ocorrer em cotas pouco superiores a 600 m na região sul do estado, como em cotas de aproximadamente 100 m na região norte. Na área de estudo o perfil regolítico e coberturas lateríticas associadas foram divididos em três principais grupos de acordo com as cotas altimétricas que ocorrem: 1) 200 e 300m de altitude; 2) cotas 300 e 500m e 3) cotas acima de 500m de altitude (Figura 3.38).

O primeiro grupo ocorre na porção centro-leste em cotas acima de 500 m e em superfícies tabulares (planaltos) com baixa dissecação. Estes perfis estão associados às rochas sedimentares da Bacia

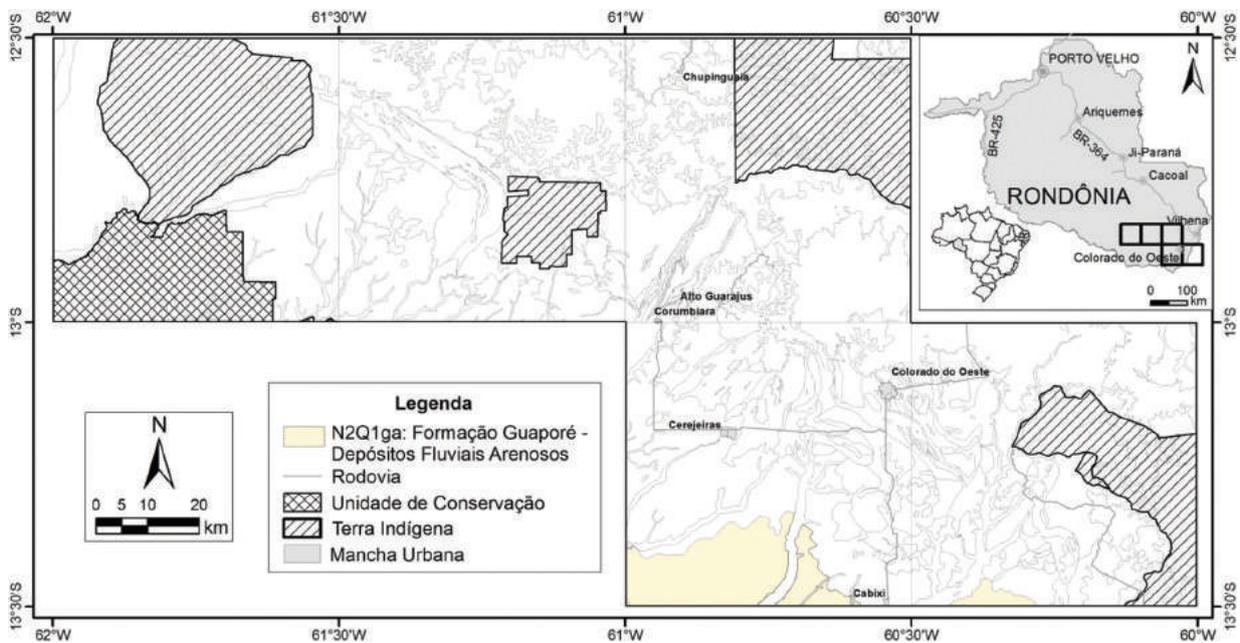


Figura 3.37. Mapa da área de ocorrência da Formação Guaporé.

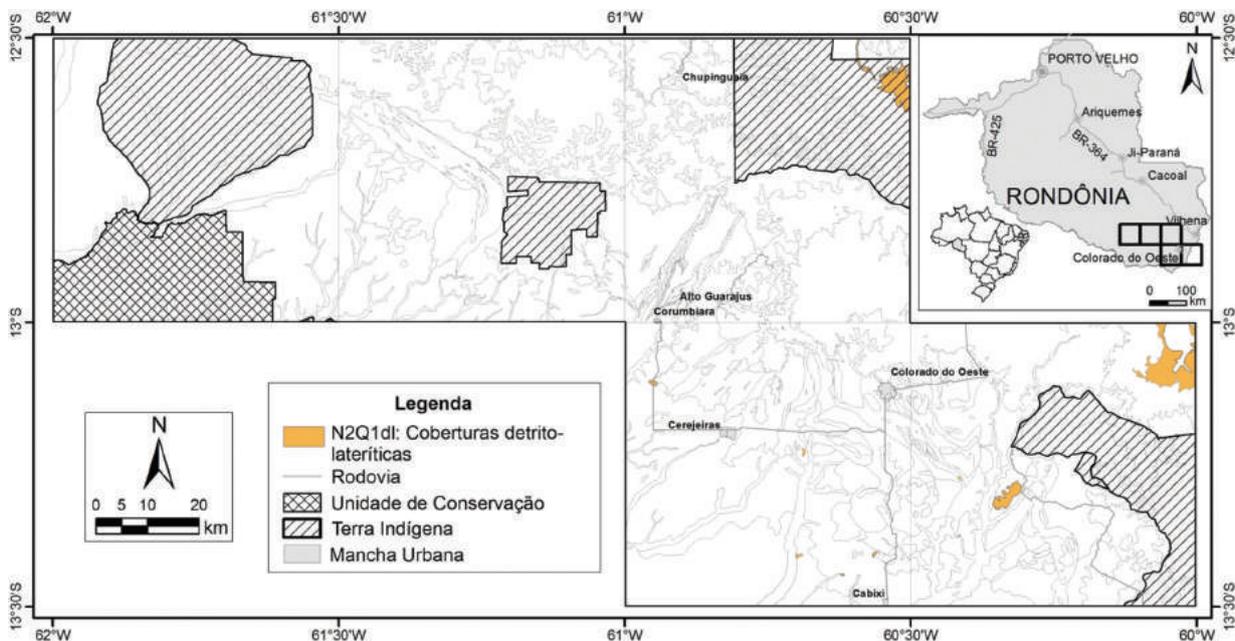


Figura 3.38. Mapa da área de ocorrência das Coberturas Detrito Lateríticas.

dos Parecis, notadamente arenitos, siltitos e folhelhos. No topo do perfil, são encontrados blocos de crostas lateríticas ferruginosas com diâmetro médio de 30 cm, podendo chegar a medir até 3 m, além de fragmentos ferruginosos com até 15 cm de diâmetro e blocos decimétricos de quartzo arenito e arenito arcoseano e arenito silicificado (Figura 3.39A e B e FIGURA 3.40A,B e C). As crostas possuem textura pisolítica/nodular, são constituídas principalmente por hematita com córtex goethítico. O plasma possui tonalidades avermelhadas, cinza escura a amarelada, constituído por caulinita, quartzo (entre 1 mm até um centímetro de diâmetro) goethita e mais raramente por gibbsita. Esta última pode exibir tonalidades creme a ligeiramente rosa preferencialmente nas porções internodulares, (Figura 3.40A,B e C e Figura 3 41A,B,C,D e E). Em alguns setores da porção central da área ocorrem esferólitos de oxi-hidróxidos de Fe com quartzo formando uma camada superficial delgada com no máximo 10 cm de espessura. Abaixo desse horizonte superficial pode ocorrer ainda um horizonte arenoso a areno-siltoso, e quartzoso de coloração amarelo claro a amarelo avermelhado. As exposições dessa camada raramente ultrapassam 4 metros de espessura e podem, por vezes, estar parcialmente recobertas por colúvio com 30 cm de espessura, rico em pisólitos com até 2 cm de diâmetro, neste caso são essencialmente goethíticos com núcleos hematíticos.

No segundo grupo estão expostos horizontes argilosos mosqueados ou pálidos com espessuras nunca superiores a 2 m e horizonte saprolítico grosso a fino. Estes horizontes podem ainda estar recobertos por colúvio areno-argiloso onde por vezes são encontrados fragmentos de crosta laterítica ferruginosa maciça com até 5 cm de diâmetro (Figura 3.39 C e D). A maioria das exposições deste grupo estão localizadas entre as cotas 300 e 500, em grande parte associados às rochas supracrustais do Complexo Colorado e do Complexo Trincheira. Em alguns raros setores podem ocorrer ainda blocos de crostas lateríticas ferruginosas pisolíticas, nodulares, vermiformes e maciças, com dimensões entre 20 e 40 cm (Figura 3.41F, G e H) e cores variando do marrom avermelhado ao vermelho amarelado. O colúvio é constituído por fragmentos de rocha, quartzo ou mais raramente por fragmentos centimétricos de crosta laterítica e pisólitos que recobrem o horizonte mosqueado ou latossolo.

O terceiro grupo ocorre entre as cotas 200 e 300m e está vinculado em grande parte às rochas do Complexo máfico-ultramáfico Trincheira, Complexo Colorado e aos granitoides sin, tardi e pós-orogênicos. Em termos geomorfológicos está associado à superfície de dissecação média e a esporádicos *insel-*

bergs e tors, mas principalmente com a planície do Guaporé onde predominam os sedimentos e coberturas recentes. Neste setor o relevo é predominantemente plano e baixo com algumas áreas alagadas. O regolito no geral é representado por latossolos argilo-arenosos avermelhados e por plintossolos. Nas porções mais próximas do rio Guaporé o solo torna-se arenoso a areno argiloso de cor amarela clara a amarela avermelhada associado à neossolos flúvicos. Nas áreas alagadas/pantanosas é comum encontrar gleissolos de cor branca a branca acinzentada. Neste domínio os afloramentos são muito restritos e cortes de estrada com exposições com mais de 1 metro de espessura são raríssimos. Na porção superficial os latossolos podem apresentar concreções ferruginosas com dimensões entre 3 e 10 mm, constituídas por goethita com núcleo de hematita e mais raramente magnetita e próximo ao contato com o horizonte mosqueado pode ser observada crosta laterítica ferruginosa, (Figura 3.39E e F).

Em alguns setores o horizonte mosqueado aflora e pode estar associados a fragmentos dispersos de crosta laterítica de até 3 m de diâmetro. Este horizonte pode ainda encontrar-se recoberto por concreções, nódulos e pisóides, desprovidos de matriz, provavelmente relacionados a enxurradas esporádicas o que poderia explicar o acúmulo das porções mais grossas e eliminação dos materiais finos, e mais raramente podem ocorrer blocos métricos de crosta laterítica ferruginosa (Figura 3.39G, H e I). Em apenas dois afloramentos foram encontrados indícios de crosta com estrutura colunar parcialmente preservada. As colunas possuem revestimento interno de goethita com caulinita e gibbsita mais restrita. Os canais são inter e intracolunares e podem estar preenchidos por material pisolítico com matriz areno argilosa. Os pisólitos são constituídos por goethita com núcleo de hematita semelhantes às observadas no topo do perfil e em horizontes coluvionares, (Figura 3.40G, H, I, J, I).

Os trabalhos de campo permitiram não apenas a identificação das áreas com ocorrência de crosta laterítica (blocos e matacões), mas em alguns casos destacou os produtos de seu desmantelamento, tais como, fragmentos de crostas associadas a colúvios, alguns com espessuras de cerca de 5 cm, e superfícies com esferólitos de quartzo e oxi-hidróxidos de Fe. Na porção centro sul da área foi destacado um domínio não apenas com a ocorrência de crosta ferruginosa, mas também, latossolo constituído por grande quantidade de concreções ferruginosas centimétricas que chegam a formar um horizonte superficial de cerca de 5 a 10 cm de espessura, muitas vezes associados a um colúvio rico em pisólitos.

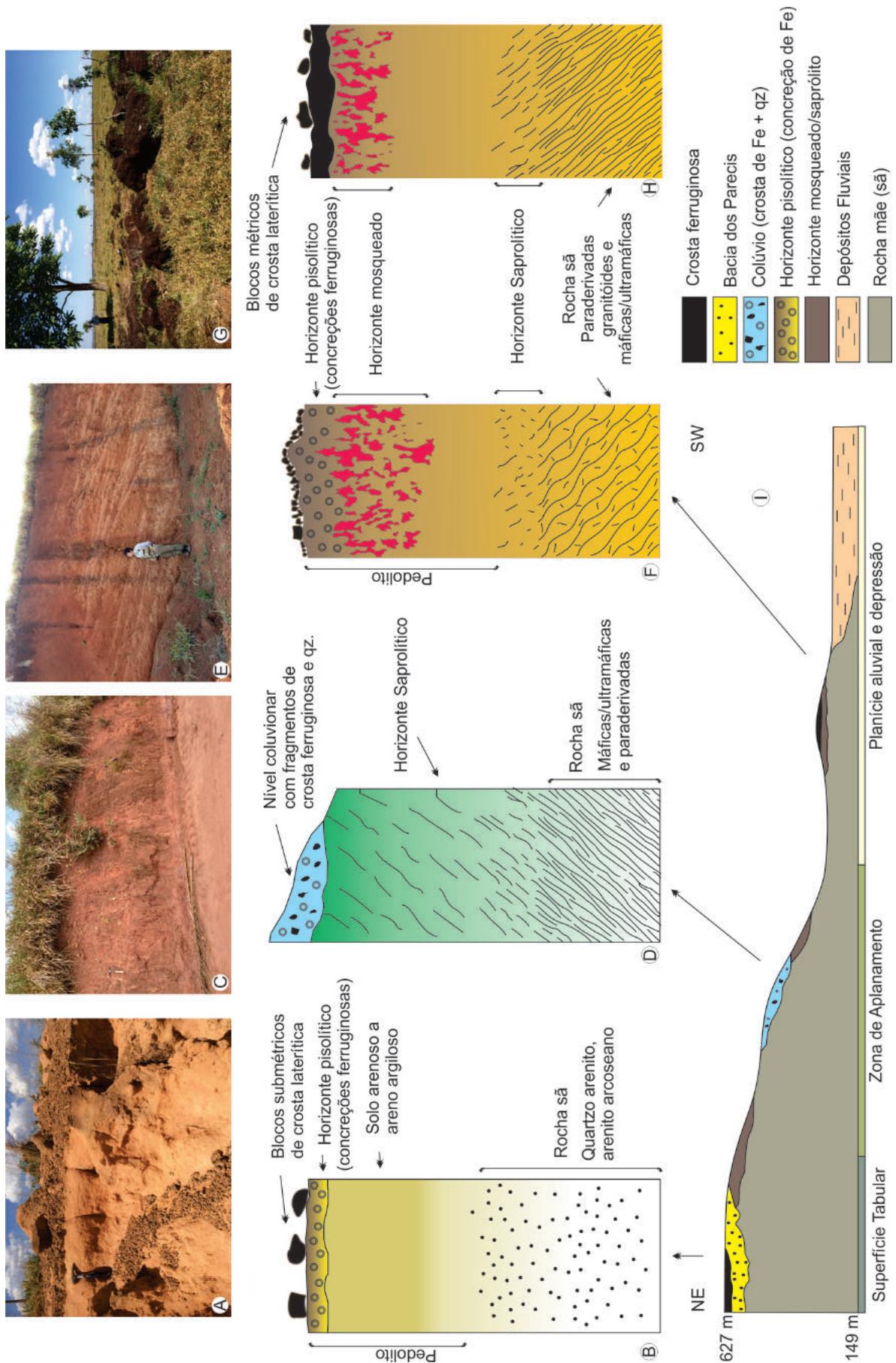


Figura 3.39. Principais formas de ocorrência do regolito e respectivos perfis na área do projeto. A e B) Horizonte coluvionar pisolítico e respectivo perfil esquemático. C e D) Horizonte saprolítico coberto parcialmente por colúvio. E e F) Horizonte mosqueado coberto por horizonte pisolítico. G e H) Blocos métricos a submétricos de crosta laterítica ferruginosa aflorante e respectivo perfil. I) Perfil topográfico esquemático com as locais de ocorrência dos perfis.

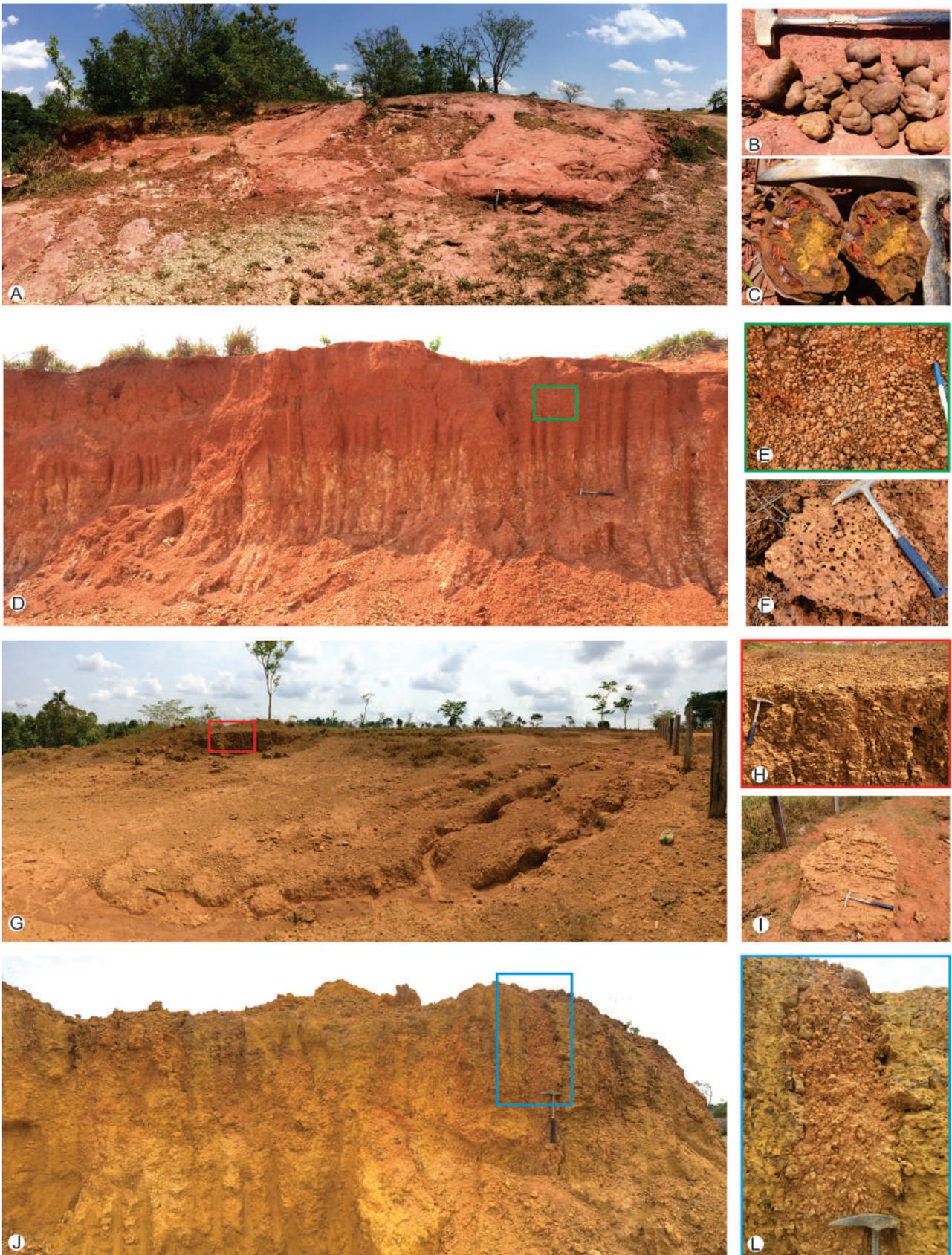


Figura 3.40. A) Perfil laterítico sobre o arenito da formação Utiariti (fragmentos de óxidos e hidróxido de ferro). B) Detalhe dos fragmentos ferruginosos centimétricos, marrom avermelhados. C) Detalhe da porção interna dos fragmentos constituído por nódulos de hematita e plasma goethítico. D) Perfil laterítico evidenciando horizonte mosqueado e solo vermelho areno argiloso. E) Detalhe dos pisólitos ferruginosos, centimétricos presentes na porção superior do perfil. F) Detalhe da crosta laterítica cavernosa encontrada nas adjacências do perfil. G) Aspecto geral do afloramento de crosta ferruginosa onde são observados pisólitos na superfície do terreno. H) Detalhe do afloramento de crosta ferruginosa com pisólitos no topo. I) Bloco de crosta laterítica com estrutura colunar. J) Crosta laterítica ferruginosa com estrutura colunar parcialmente preservada. L) Detalhe de pisólitos preenchendo coluna.

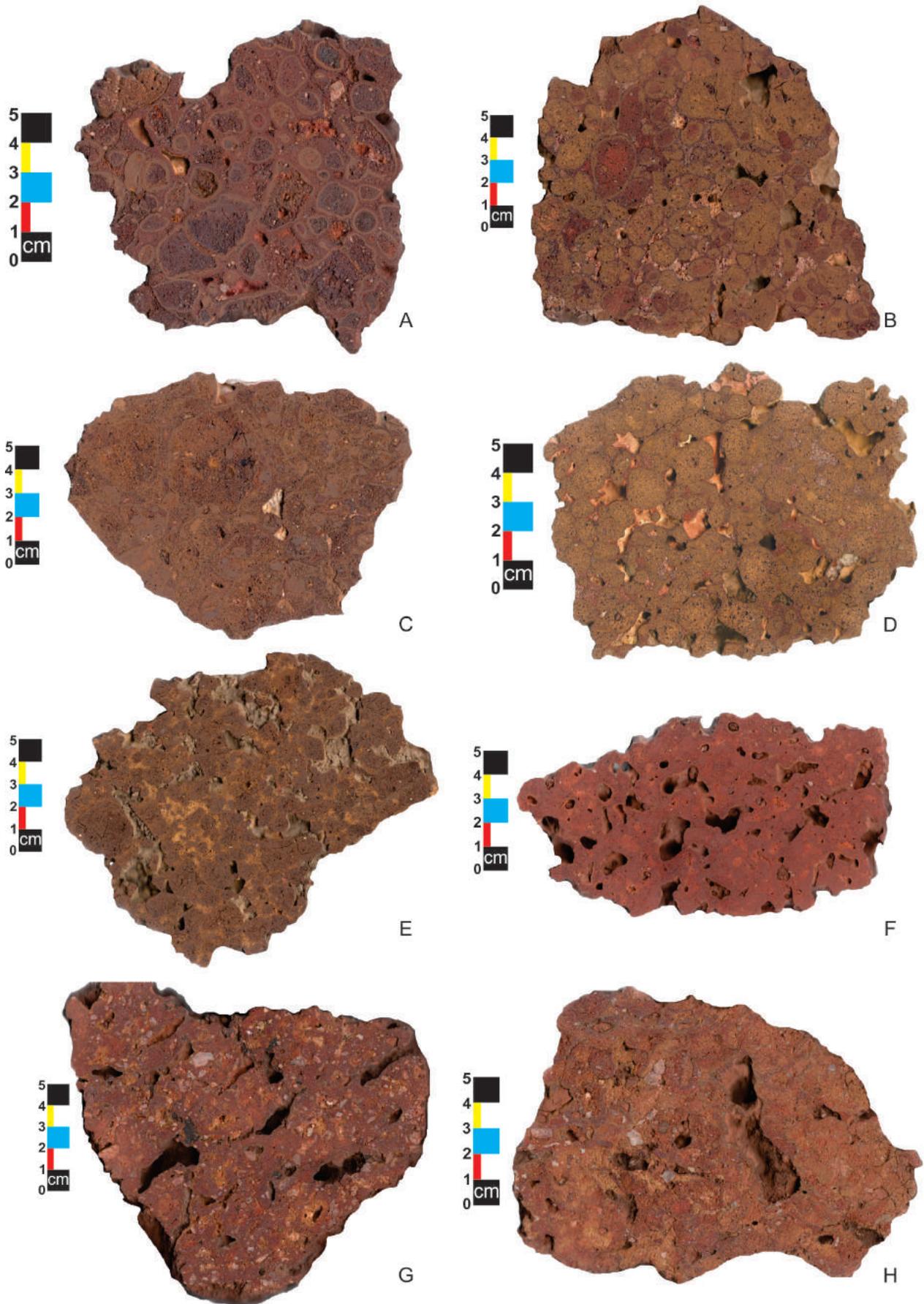


Figura 3.41. Exemplos das crostas lateríticas ferruginosas da região estudada. A, B, C, D e E). São crostas marrom avermelhadas com textura nodular a pisolítica, estes possuem núcleos hematíticos e córtex goethíticos e entre elas há raras porções de matriz formada por caulinita, gibbissita e quartzo. F) Crosta vermiforme. G e H) Crosta maciça com grãos de quartzo milimétricos a centimétricos.

As porções mais altas e planas da área em estudo possuem cotas entre 500 m e 627 m e podem ser correlacionadas a superfície denominada de aplainamento de topo II, por Kux et al., (1979). Esta superfície, segundo os autores, está associada à porção sudoeste do planalto dos Parecis e possui aplainamento bem conservado constituído por crostas lateríticas, atribuídas ao Terciário. As porções mais baixas possuem cotas menores que 300 m que pode ser correlacionadas a superfície denominada de aplainamento inferior por Kux et al, (1979). Em ambos os casos, há fortes evidências de ocorrência de crosta desmantelada com registros de crostas ferruginosas colunares, crostas colunares parcialmente preenchidas por pisólitos, horizontes coluvionares, etc. As crostas lateríticas que ocorrem em cotas acima de 500 estão em grande parte associadas aos arenitos e siltitos da Bacia dos Parecis, já aquelas que ocorrem abaixo de 300 m estão associadas principalmente a litotipos do Complexo Colorado e do Complexo Trincheira.

Estudos geoquímicos de detalhe podem contribuir com a delimitação mais precisa de alvos metalogenéticos associados a Au, Ag, Ni-Co, com ordem de prioridade para aquelas localizadas entre as cotas 200 e 300m e posteriormente aquelas acima de 600m Sugere-se ainda estudos que utilizem ferramentas gamaespectrométricas integradas com dados topográficos com o objetivo de direcionar trabalhos de campo futuros e aumentar a eficiência da cartografia, assim como sugerido por Carrino et al. (2011).

3.14. COBERTURA SEDIMENTAR INDIFERENCIADA (Q_{1ci})

A cobertura sedimentar indiferenciada é representada por depósitos elúvio-coluvionares imaturos, compostos por areia, silte e argila com impregnação de óxidos de ferro. Esta cobertura apresenta pequena espessura e encontra-se depositada diretamente sobre o embasamento ou em contato gradacional com sedimentos da Formação Guaporé. Os sedimentos da cobertura sedimentar indiferenciada podem ser facilmente confundidos com regolitos derivados da alteração dos quartzitos e rochas paraderivadas do Complexo Colorado. Esta unidade foi posicionada no Plioceno-Pleistoceno através de estudos estratigráficos com base nas relações de contato (Rizzotto et al., 2010).

3.15. DEPÓSITOS ALUVIONARES (Q2a)

Associado às drenagens, ocorrem depósitos arenosos ou Depósitos Aluvionares. Estes depósitos são associados às barras de acreção laterais e a barras em pontais, relacionadas à dinâmica atual de sedimentação fluvial meandrante. Estes depósitos podem ser classificados como aluviões recentes e constituem a unidade mais nova da área estudada.

4 – ARCABOUÇO ESTRUTURAL

O presente capítulo discorre sobre a hierarquização e o arranjo das estruturas geológicas do Bloco Sudeste, baseado em interpretações de estruturas geofísicas, de relevo e descritas em escala de afloramento.

A análise da deformação impressa nas rochas associada a outros fatores, permite remontar a evolução tectônica da área de trabalho, sendo que tais informações servem como parâmetro balizador para a análise de eventos mineralizadores e de dados geocronológicos.

4.1.1. Contexto Regional

As cinco folhas que abrangem o Bloco Sudeste encontram-se situadas no limite entre terrenos amalgamados no sudoeste do Cráton Amazônico durante o Mesoproterozoico. Na porção aflorante do embasamento, predominam rochas da Faixa Alto Guaporé (FAG; referente às intrusões mesoproterozoicas e a rochas dos complexos Colorado e Trincheira) e do Terreno Jauru (TJ; referente às rochas dos complexos Rio Galera e Rio Piolho). As demais regiões são recobertas por rochas e sedimentos das bacias dos Parecis e do Guaporé. As rochas da FAG afloram em um domínio de relevo denudado com forte controle estrutural, dispostas em uma faixa de orientação NW-SE que atravessa as cinco folhas do Projeto. Já as rochas do TJ encontram-se limitadas ao extremo sudeste da área do projeto, ocorrendo apenas na folha Ilha do Porto (SD.20-X-D-III).

A FAG faz parte da Província Rondoniano-San Ignácio (1,56-1,30 Ga), consistindo em um dos orógenos formados através de sucessivas acreções de arcos magmáticos e fechamento de bacias oceânicas, culminando em uma colisão oblíqua do tipo continente-continente (Bettencourt et al. 2010). Já o TJ corresponde a rochas paleoproterozoicas e mesoproterozoicas (1,78-1,42 Ga; Bettencourt et al. 2010) que foram acrescidas à FAG durante a orogênese Sunsás (1,20-0,95 Ga; Teixeira et al.; 2010), e corresponde a um conjunto de ortogneisses, xistos e granitos deformados durante este evento mais recente.

De acordo com Rizzotto (2010), a estruturação principal da FAG é descrita como zonas de cisalhamento (ZC) rúpteis-dúcteis que paralelizam as estruturas anteriores. Nestes domínios afetados pelas ZC, está impressa uma deformação acumulada, onde é possível observar uma trama milonítica regional. Domínios com deformações acumuladas relativamente menos intensas são observados localmente, principalmente associados a estruturas dobradas, não tendo sido caracterizados domínios regionais onde uma estruturação mais antiga tenha sido preserva-

da, de forma inequívoca, com seus atributos de estilo e cinemáticos característicos. Portanto, a tarefa de hierarquizar as fases deformacionais pretéritas não é trivial, sendo que devido à alta deformação a que a região foi submetida, esta (s) por vezes foi (foram) completamente obliterada (s).

Porém, ainda segundo Rizzotto et al., 2010, nos locais de mais baixo *strain*, uma estrutura bandada anterior é dobrada por estruturas com geometria em perfil variada (dobras abertas a isoclinais) e superfície axial paralela à foliação milonítica regional. As características geométricas deste bandamento, entretanto, são variadas. As bandas, em alguns afloramentos, podem ser derivadas de processos de segregação metamórfica sem considerável variação de espessura.

Nestes casos algumas bandas com composições quartzo-feldspáticas intercalam-se com bandas mais ricas em biotita. Nestas porções, dobras intrafoliais ao bandamento podem também ser observadas. Em outros pontos, bandas claras relativamente mais ricas em quartzo e feldspato, intercalam-se com bandas mais escuras, possuindo o conjunto, entretanto, espessuras muito variadas (variando desde bandas grossas a finas, até localmente lâminas submilimétricas).

4.1.2. Domínios Estruturais

A área de trabalho foi dividida em quatro grandes domínios estruturais, sendo eles: Graben do Colorado, Faixa Alto Guaporé Oeste, Faixa Alto Guaporé Leste e Terreno Jauru (Figura 4.1). Esta divisão considerou critérios de comportamento estrutural e reológico das rochas aflorantes, assim como padrões de lineamentos de relevo (extraídos de imagem SRTM) e lineamentos magnéticos (obtidos através dos mapas de Inclinação do Sinal Analítico, Primeira Derivada Vertical e Amplitude do Sinal Analítico).

O domínio estrutural (DE) Graben do Colorado compreende as rochas sedimentares relacionadas ao preenchimento do graben do colorado, de idade Paleozóica. Este DE não está presente nas folhas mapeadas e, desta forma, apenas os lineamentos de relevo e os lineamentos magnéticos foram utilizados para definir este domínio.

O DE Faixa Alto Guaporé Oeste, cobre a maior parte do Bloco Sudeste, abrangendo toda a porção aflorante das rochas do cristalino das folhas Rio Tanaru, Igarapé Xinpigual e Porto Triunfo. Nas folhas mapeadas por este projeto, o DE Faixa Guaporé Oeste representado pelo subdomínio I, apresenta foliações com direção N30E, com zonas de cisalhamento transpressivas sinistrais sub-paralelas à direção da

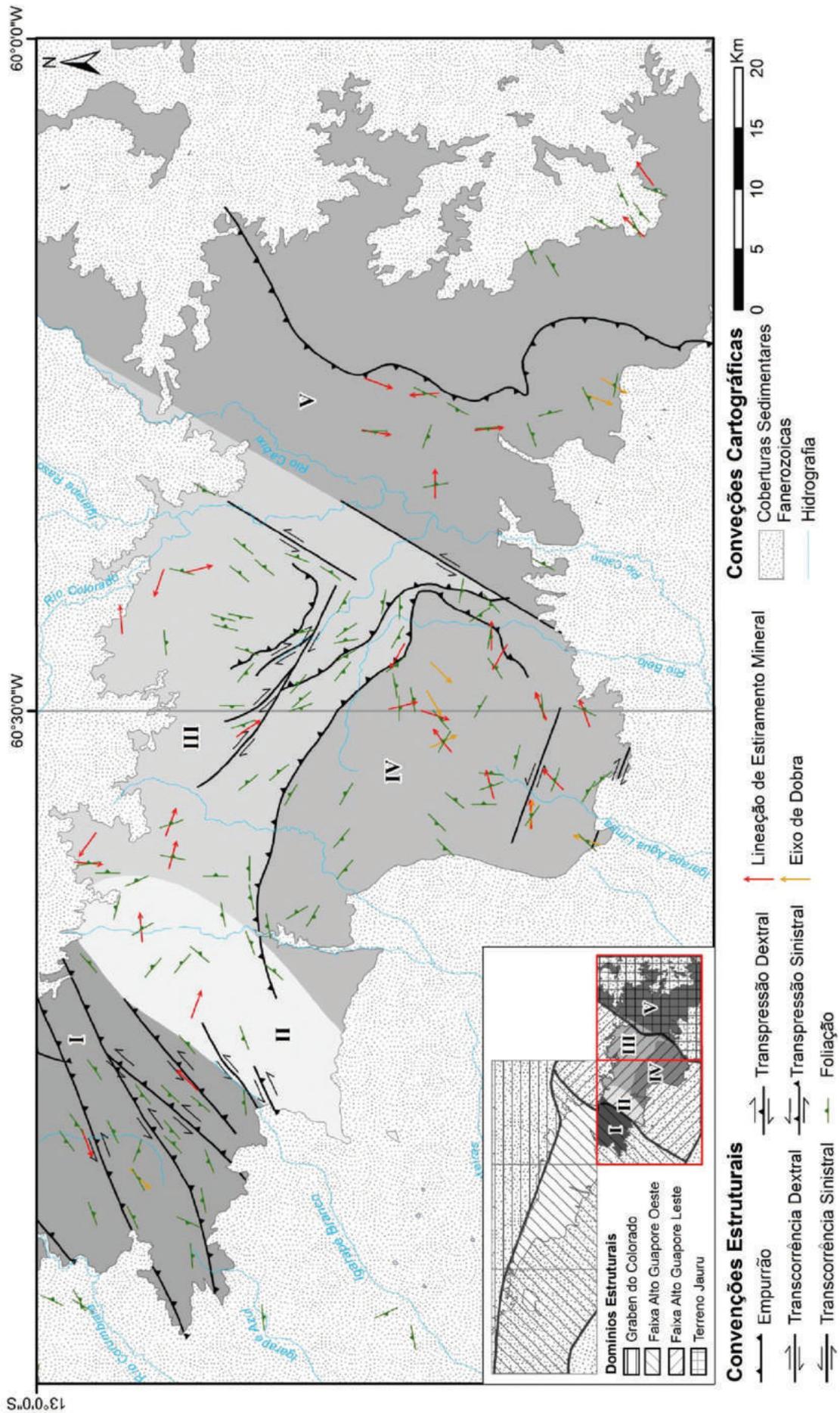


Figura 4.1. Mapa de Domínios Estruturais do Bloco Sudeste, com destaque para as folhas Alto Escondido (SD.20-X-D-II) e Ilha do Porto (SD.20-X-D-III), mapeadas neste projeto.

foliação principal. Este subdomínio é composto por rochas dos complexos Colorado e Trincheira.

O DE Faixa Alto Guaporé Leste ocorre na porção central das folhas mapeadas, e consiste na zona limítrofe da Faixa Alto Guaporé com o Terreno Jauru, a leste. Devido ao complexo padrão apresentado pelas foliações, geralmente basculadas por zonas de cisalhamento de direções diversas, este DE foi dividido em três subdomínios (II, III e IV). O subdomínio II representa rochas do batólito Cerejeiras e das circunvizinhanças. Possui formato alongado para NE, de acordo com os limites cartografados deste granito. O subdomínio III é composto por rochas do Complexo Trincheira, Complexo Colorado, Igarapé Enganado, Igarapé Jabuti e Igarapé Hermes. Neste subdomínio, as rochas apresentam uma tendência geral de estruturação na direção N20W, variando localmente até N30E. O subdomínio IV é composto por rochas do Complexo Colorado, Suíte Igarapé Enganado, Suíte Alto Escondido e Suíte Máfica Cidade do Colorado. O

subdomínio apresenta uma forte estruturação das foliações na direção N40E, porém, localmente estas são basculadas por zonas de cisalhamento, sendo reorientadas para a direção N30W.

O DE Jauru é composto por rochas dos complexos Rio Galera e Rio Piolho, os quais apresentam um padrão doformacional difuso, ora com mergulho de alto ângulo, ora com mergulhos suaves a sub-horizontais. Existe uma forte tendência de direção de foliações para N10E, porém há pontos onde a mesma possui direções diversas, sendo que devido aos escassos afloramentos não há dados suficientes para tratamento estatístico significativo.

4.1.3. Lineamentos

Os lineamentos foram agrupados nos quatro domínios estruturais definidos anteriormente, e uma roseta com o azimuth dos lineamentos foi gerada para cada domínio (Figura 4.2 e Figura 4.3).

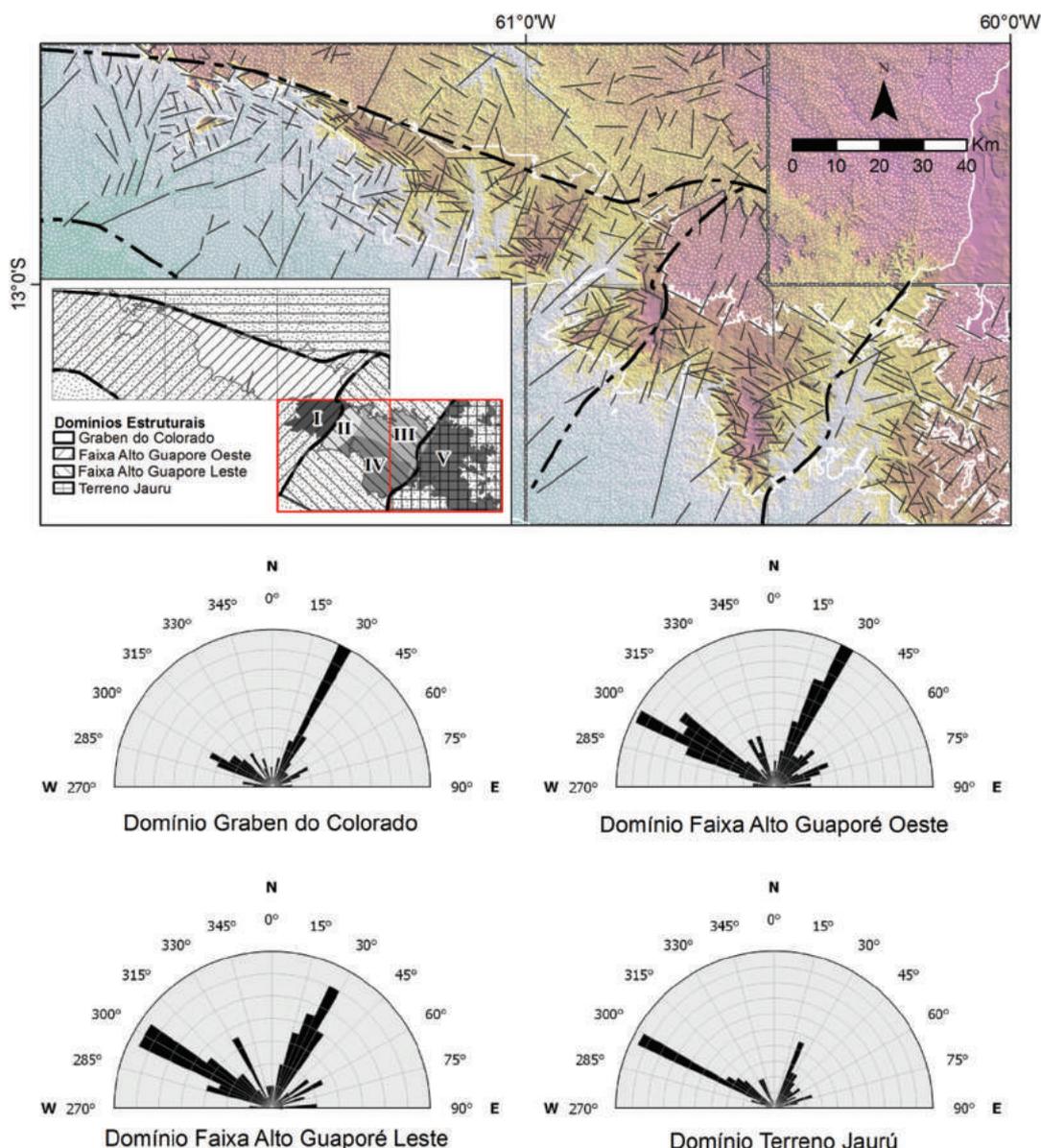


Figura 4.2. Lineamentos de relevo separados pelos quatro grandes domínios estruturais do Bloco Sudeste e os respectivos histogramas polares representando as direções em evidência.

Os lineamentos de relevo e os lineamentos magnéticos apresentam duas direções principais, N30E/N45E e N60W, presentes nos quatro domínios estruturais. No domínio Graben do Colorado, predominam lineamentos de relevo na direção N30E e lineamentos magnéticos nas direções N45E e N60W. No domínio Faixa Guaporé Oeste os lineamentos de relevo e magnéticos se encontram nas direções, N30E e N60W, além de aparecer uma estruturação para N20W nos lineamentos de relevo.

O domínio Faixa Guaporé Leste possui uma estruturação semelhante ao domínio Oeste, porém com uma contribuição maior da estrutura N20W nos lineamentos de relevo e uma dispersão entre N30E e N90E dos lineamentos magnéticos. No domínio Terreno Jaurú predominam lineamentos de relevo na direção N60W, com lineamentos na direção N30E em menor quantidade, e lineamentos magnéticos nas direções N45E e N60E.

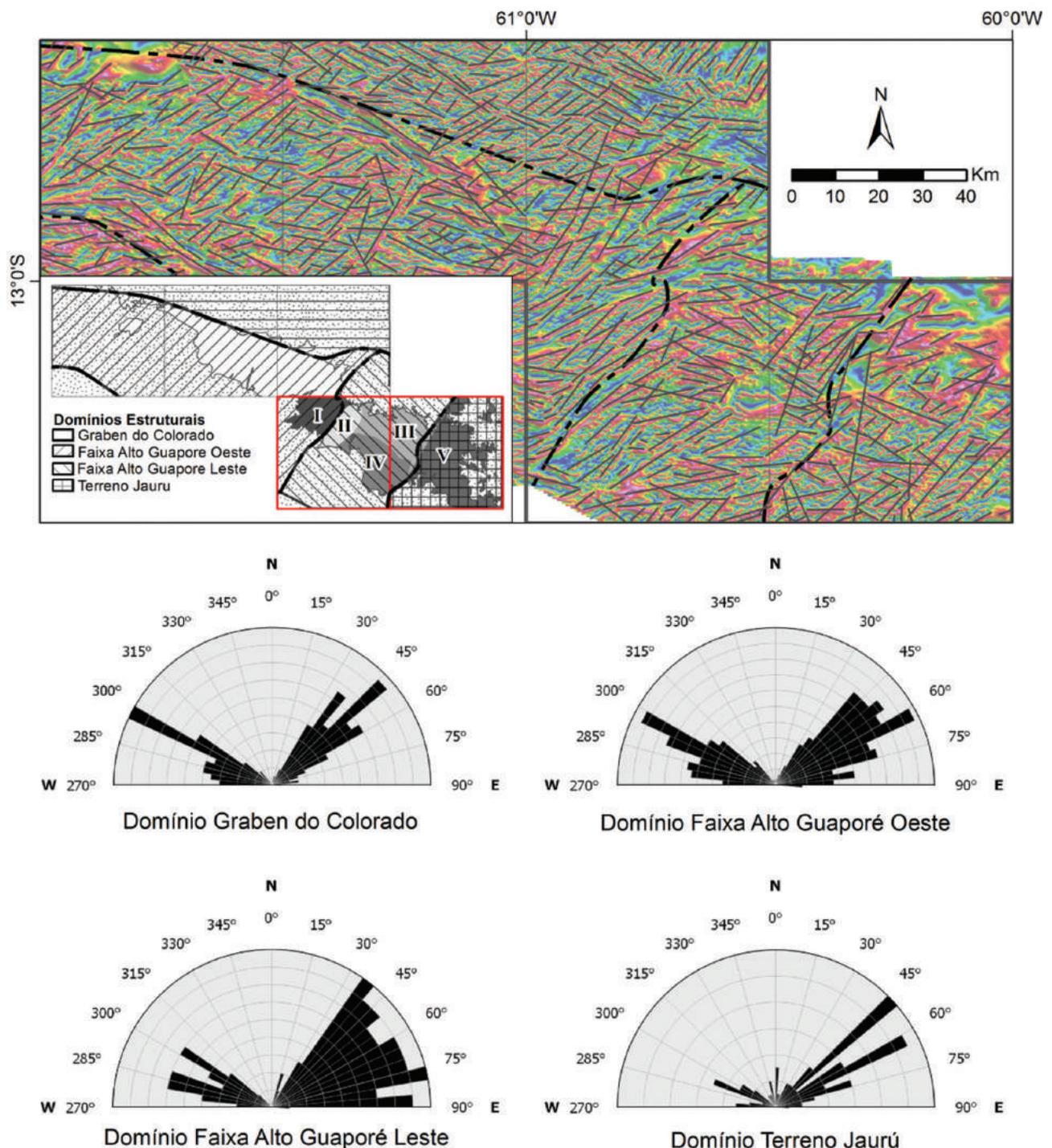


Figura 4.3. Lineamentos magnéticos e diagramas de roseta de cada domínio

4.1.4. Deformação de regime dúctil

4.1.4.1. Foliações e Lineações de Estiramento Mineral

As rochas do embasamento da área de estudo apresentam uma foliação S_n de alto ângulo contínua, evidenciada por uma xistosidade e por vezes por um bandamento gnáissico. Esta foliação é marcada pela orientação de lamelas de biotita e moscovita nos xistos e paragnaisses, pela orientação de hornblenda e piroxênio nas rochas máficas e pela orientação de lamelas de biotita, por vezes anastomosados nas intrusões sin-tectônicas.

Em alguns domínios, é possível identificar a existência de uma deformação posterior que crenula a foliação principal. Esta estrutura foi identificada como a foliação plano axial, desenvolvida devido à progressão da deformação (Figura 4.4), mais bem desenvolvida em apenas alguns domínios.

A medida destas foliações e das lineações de estiramento mineral obtidas no campo foram agrupadas nos cinco subdomínios estruturais propostos, e um estereograma de densidade de polos foi gerado para cada subdomínio (Figura 4.5).

O estereograma de densidade de polos para as foliações do DE Faixa Alto Guaporé Oeste, representado pelo subdomínio I (Figura 4.5A), mostra um *trend* N30E para a direção das foliações. As lineações de estiramento mineral indicam uma movimentação oblíqua destes planos com forte componente transcorrente. Os indicadores cinemáticos nesta região indicam uma movimentação sinistral destas transcorrências.

O DE Faixa Alto Guaporé Leste, é representado pelos subdomínios II, III e IV. O estereograma de densidade de polos para as foliações do subdomínio II (Figura 4.5B) mostra um *trend* N15E principal para a direção das foliações, e um *trend* N45W subordinado. O estereograma para as foliações do subdomínio III (Figura 4.5C) mostra três *trends* para a direção das foliações, sendo eles, N30E, N30W e N50W. As lineações de estiramento mineral de alto ângulo neste subdomínio indicam movimento de empurrão predominante, com algumas regiões submetidas a regimes transcorrentes subordinados. A direção das foliações do subdomínio IV se encontram em três direções, N30E, N30W e EW, como mostra o estereograma da Figura 4.5D. Neste subdomínio predominam lineações de estiramento mineral de alto ângulo, indicando movimento de empurrão, com zonas de movimentação transcorrente subordinadas.

As foliações do DE Terreno Jaurú, representado pelo subdomínio V, se encontram em sua maioria com alto ângulo de mergulho e com direção NNE-SSW (Figura 4.5E). O subdomínio também apresenta foliações de baixo ângulo com direções N50E e, em menor quantidade, N50W. As lineações de estiramento mineral nas foliações de direção NNE-SSW indicam uma cinemática oblíqua com componente transcorrente predominante neste subdomínio.

4.1.4.2. Dobras

De modo geral, as dobras descritas na área de trabalho variam de acordo com o estágio da deformação (Figura 4.6): de dobras abertas e dobras redobradas em estilo laço (redobramento coaxial). As dobras isoclinais tendem a descrever vergência para

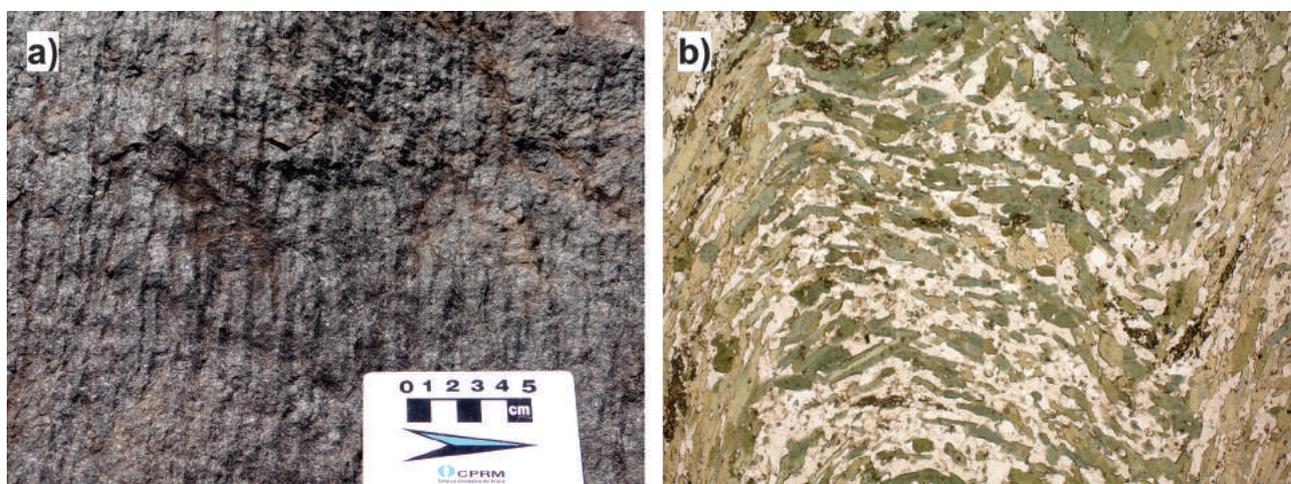


Figura 4.4. Clivagem de crenulação correspondente à foliação S_{n+g} . A) Clivagem desenvolvida em anfibolito do Complexo Trincheira (afloramento 4212-RO09) B) Fotomicrografia do anfibolito anterior, onde é possível perceber a clivagem de crenulação assimétrica com preservação de foliação anterior no microlitão (nicóis paralelos). Abreviações segundo Siivola & Schmid (2007).

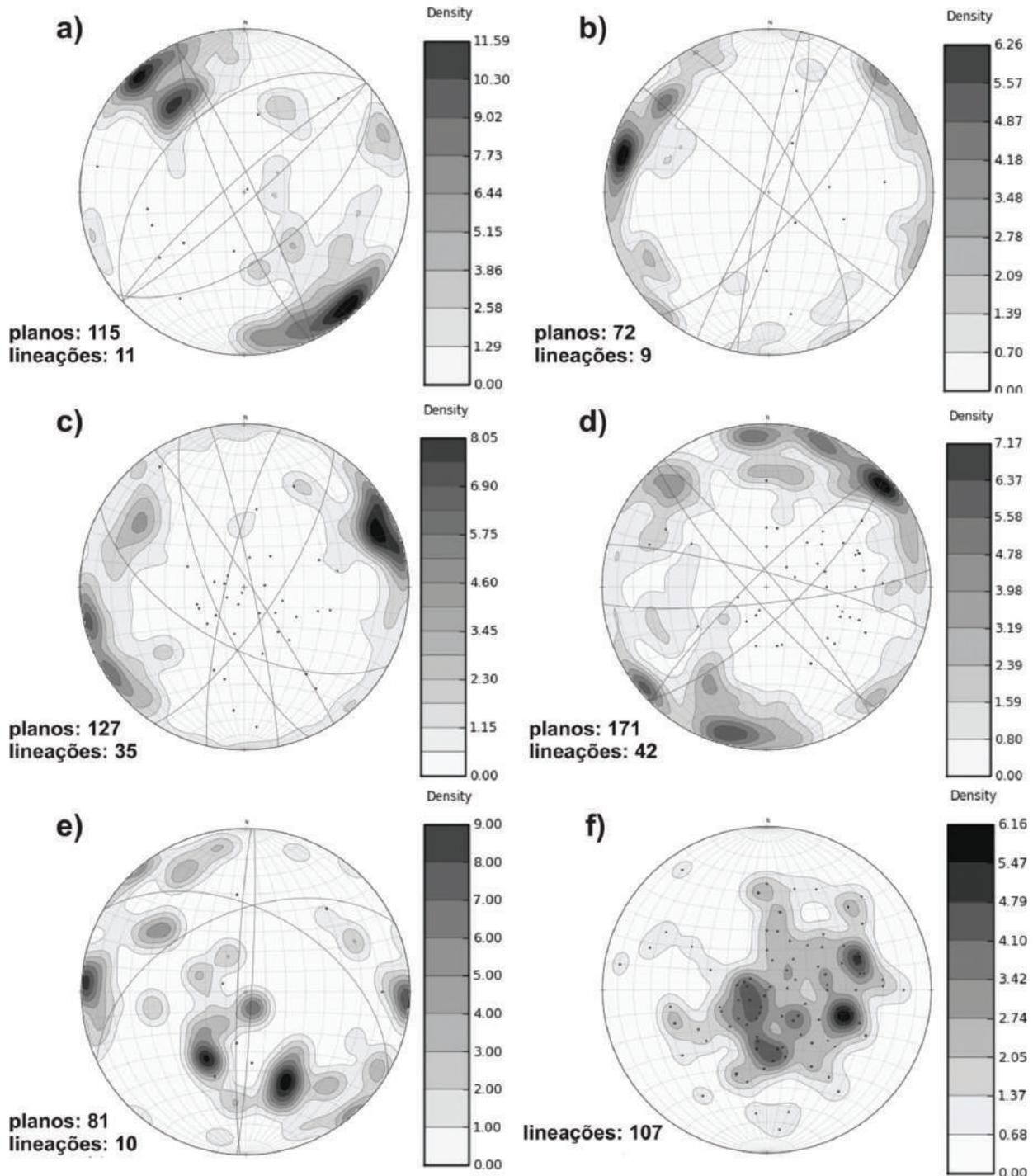


Figura 4.5. Estereogramas de densidade de polos das foliações e lineações da área de estudo. As linhas representam os planos médios de foliação, os pontos representam as lineações de estiramento mineral e os contornos em tons de cinza a densidade de polos das foliações. A) Estereograma do subdomínio I. B) Estereograma do subdomínio II, C) Estereograma do subdomínio III, D) Estereograma do subdomínio IV. E) Estereograma do subdomínio V. F) Estereograma com as lineações de todos os subdomínios.

NE, porém também são encontradas dobras com vergência para E.

Estas, assim como a foliação principal desenvolvida, por vezes são afetadas por fases deformacionais rúpteis-dúcteis, gerando um padrão de geo-

metria complexa. Porém, este fenômeno é raro de ser detectado devido ao grau de intemperismo das rochas da região, sendo que as dobras são mais bem detectadas em regiões onde há uma feição marcadora, como um veio de quartzo.

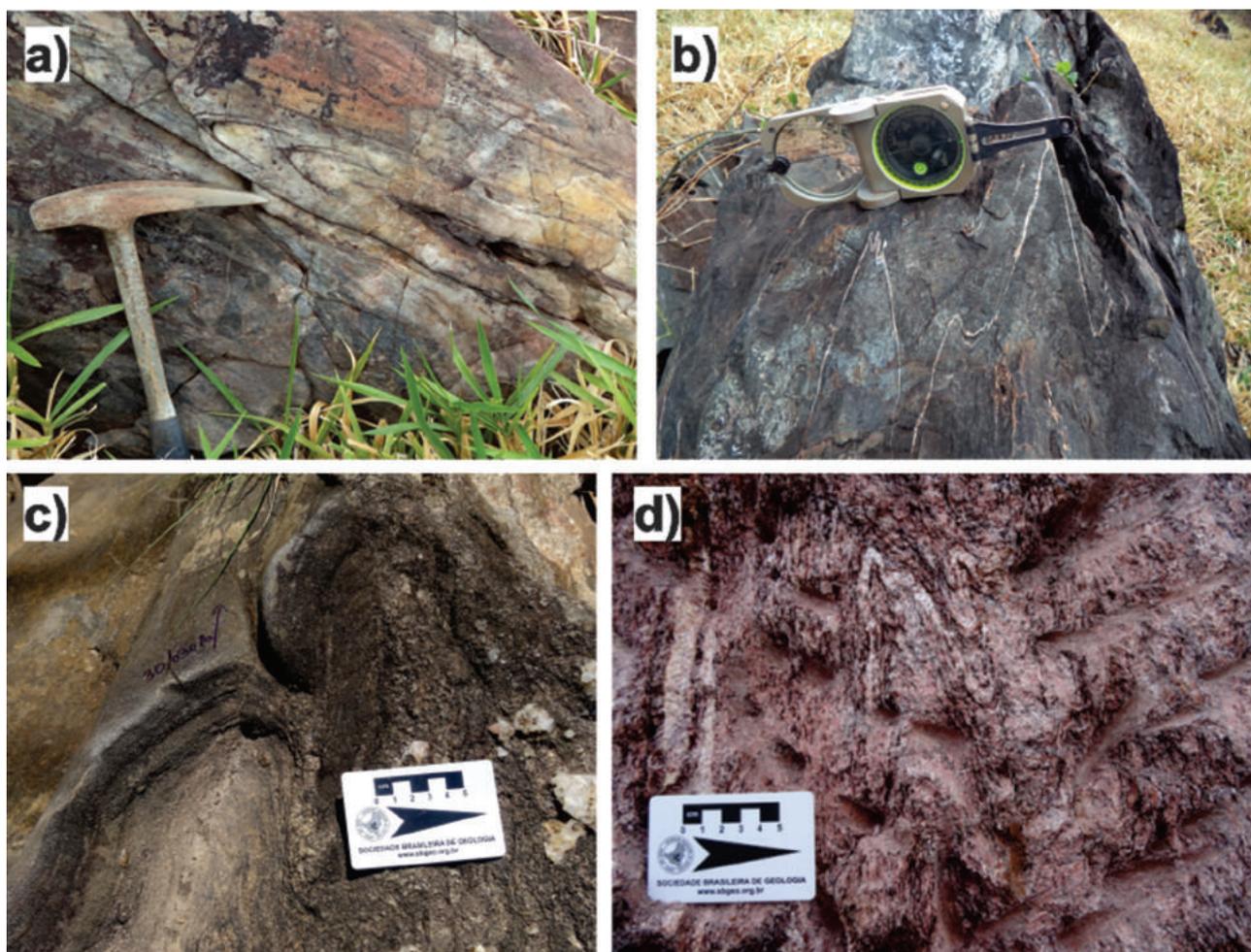


Figura 4.6. Estilos de dobramento encontrados na área de trabalho nas rochas do Complexo Colorado, A) dobra isoclinal em magnetita-quartzito B) dobra apertada marcada por veio de quartzo injetado em paragneisse C) dobra de charneira abaulada em gnaíse do complexo, D) dobra apertada em xisto.

4.1.5. Deformação de regimes rúptil e rúptil-dúctil

A despeito da possibilidade de reativação e geração de estruturas posteriores à orogenia principal, a deformação de regime rúptil encontrada no bloco sudeste corresponde a, pelo menos, três fases deformacionais distintas: geração de falhas rúpteis-dúcteis com dobra de arrasto, falhas rúpteis que deslocam as anteriores e formação de juntas e fraturas híbridas no final da deformação. Estas estruturas são de grande importância metalogenética, pois criam espaço para a migração de fluidos remobilizados durante ou após a deformação, sendo que os mesmos podem conter mineralizações. De tal modo, este estudo se faz importante para compreender a dinâmica de percolação de fluidos e cristalização de veios (Figura 4.7).

As falhas rúpteis e rúpteis-dúcteis encontradas na área de trabalho variam de tamanho métrico (escala de afloramento) a alguns quilômetros (grandes lineamentos de relevo com rejeito perceptível).

Ao longo de toda a área de trabalho, são descritas falhas de rejeito direcional (associadas ou não com estruturas em flor positiva), falhas normais e falhas inversas.

A predominância de falhas transcorrentes variando nas direções N30W a N50W por toda a área de trabalho é notada, sendo que, de modo geral, estas estruturas tem uma tendência à cinemática sinistral, sendo perceptíveis também em escala regional como lineamentos de relevo, por vezes associados a lineamentos magnéticos, como é o caso do grande lineamento de direção N50W localizado próximo à região do Garimpo Zé Goiano, em Colorado do Oeste (RO).

Zonas de cisalhamento de direção N10E a N40E também são identificadas na área de trabalho. Estas tendem a paralelizar as foliações metamórficas na direção do seu traçado geral, e são mais facilmente identificadas na região correspondente ao subdomínio I, a noroeste da folha Alto Escondido.



Figura 4.7. Estruturas frágeis descritas em campo. A) Falha rúptil-dúctil com geração de dobra de arrasto em anfibólito do Complexo Trincheira, B) Conjunto de fraturas persistentes em granito da suite Alto Escondido com traçado evidente, C) dois conjuntos ortogonais de veios de quartzo injetados em paragnaisse do Complexo Colorado, D) Conjunto de fraturas em porção silicificada de metassedimento do Complexo Colorado.

4.1.5.1. Juntas, Fraturas Híbridas e Veios

As demais estruturas rúpteis tem ocorrência menos chamativa, exceto quando ocorrem próximo a zonas de maior faturamento.

As juntas tem papel ativo como modeladora de relevo nas regiões de chapada recobertas pela Bacia dos Parecis, onde o par N60W e N30E é responsável pela formação de escarpas. Este fenômeno ocorre principalmente na região a norte da Folha Alto Escondido.

As fraturas híbridas ocorrem principalmente associadas a Estruturas em Flor, onde há

abertura e cisalhamento concomitantemente. Porém, fora deste contexto a identificação destas estruturas é difícil, e de modo geral, estas não atuam como modeladoras de relevo ou não possuem importância metalogenética reconhecida.

Os veios e vênulas de quartzo ocorrem indiscriminadamente por toda a área de trabalho. Estes tendem se alojar em juntas criadas em fases deformacionais anteriores à percolação de fluidos, sendo que é encontrado em campo vênulas de segregações quartzo-feldspáticas concordantes à foliação metamórfica principal, como é o caso dos veios mineralizados encontrados no Garimpo do Zé Goiano (Figura 4.8).



Figura 4.8. Veio de quartzo, epidoto, turmalina, magnetita e ouro encaixado em paragneisses do Complexo Colorado, paralelamente à foliação, na área do Garimpo do Zé Goiano. Observar vênulas de quartzo transversais ao veio principal. Porções esverdeadas no veio correspondem a regiões com maior abundância de epidoto.

Em campo é possível identificar várias gerações de veios e vênulas injetados durante diversos momentos da deformação, com diversas associações mineralógicas: quartzo, moscovita e feldspato; quartzo e epidoto; quartzo e turmalina e quartzo, turmalina, magnetita e ouro.

Quando analisados em histograma polar, os veios encaixados em fraturas (falhas e juntas) ten-

dem a apresentar um padrão ortogonal, com predominância das direções N40W e N50E (Figura 4.9). Esta associação é concordante com o descrito nos grandes lineamentos de relevo, que também apontam para uma predominância de estruturas de direção NE-SW e NW-SE.

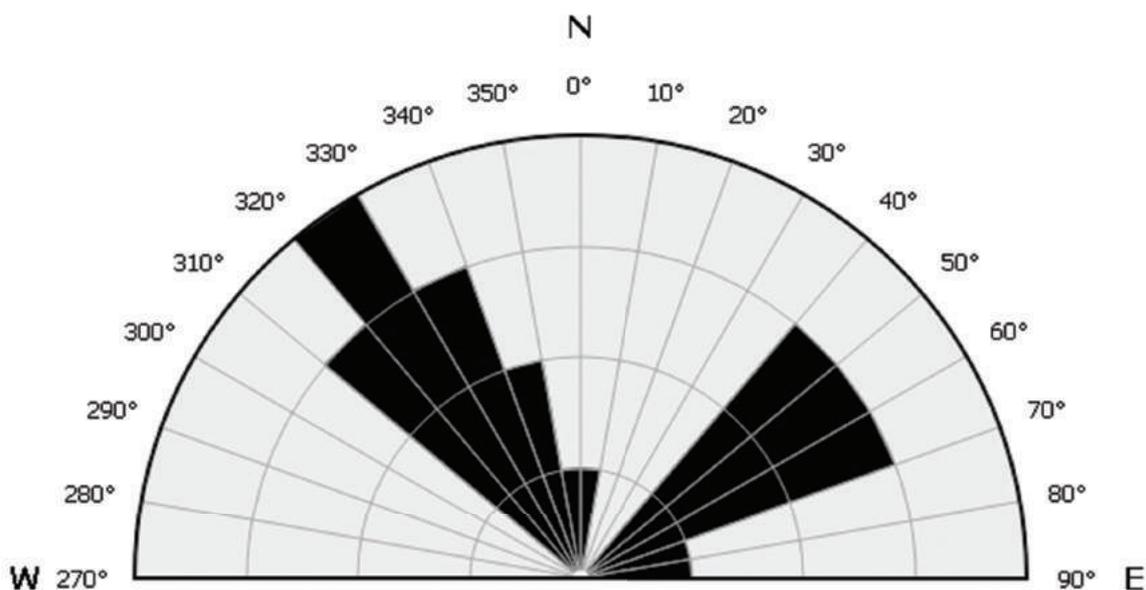


Figura 4.9. Diagrama de Roseta de veios de quartzo ou pegmatoides encontrados na área de trabalho. A predominância do par de estruturas N40W e N50E é concordante com o descrito pelos lineamentos de relevo e lineamentos magnéticos, discutidos em tópico anterior.

4.1.5.2. Neotectônica

Em escala de afloramento, não há evidências conclusivas de estruturas neotectônicas que afetem as rochas da região, a despeito do longo período de tempo que esta região ficou em estabilidade tectônica, e a relativa proximidade com regiões afetadas pela tectônica andina. Porém, indícios em escala regional indicam a possibilidade de reativações posteriores à deposição de sedimentos da Bacia dos

Parecis, por exemplo, arenitos da Formação Utiariti dispostos há poucos quilômetros de distância em cotas altimétricas muito distintas (~230m, no vale do rio Cabixi e ~500m em chapadas próximos a rodovia Colorado do Oeste-Cabixi).

Portanto, recomenda-se aos trabalhos interessados no tema um maior cuidado no tratamento de estruturas frágeis não relacionadas aos eventos de formacionais proterozoicos.

5 – GEOFÍSICA

Carlos E.S. Oliveira; Elias M.G. Prado; Guilherme F. da Silva

5.1. INTRODUÇÃO

O Bloco Sudeste do Projeto Províncias Metalogenéticas de Rondônia é recoberto pelo aerolevanteamento geofísico Sudeste de Rondônia executado pela LASA Engenharia e Prospecções S/A, a serviço da CPRM/SGB - Companhia de Pesquisa de Recursos Mineraias/Serviço Geológico do Brasil. Compreende a porção sudeste do Estado de Rondônia e parte do extremo noroeste do Estado do Mato Grosso.

A presente área de estudo não possui um trabalho de interpretação geofísica reconhecido anteriormente. Entretanto, além de ser conhecida historicamente como atrativa para pesquisa mineral por diversas empresas privadas, a área de trabalho está localizada em uma região importante para o entendimento tectônico da porção sudoeste do *Cráton Amazonas*.

5.1.1. Materiais e Métodos

A área de estudo é recoberta pelo levantamento aerogeofísico Sudeste de Rondônia, executado pelo consórcio LASA Engenharia e Prospecções S.A./Prospectors Aerolevanteamentos e Sistemas LTDA., a serviço da CPRM/SGB - Companhia de Pesquisa de Recursos Mineraias/Serviço Geológico do Brasil. O aerolevanteamento ocorreu durante os anos de 2005 e 2006, e cobre a porção sudeste do Estado de Rondônia e parte do extremo noroeste do Estado do Mato Grosso, constando do recobrimento de 93.189,12 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta resolução.

O sistema aeromagnético utilizado no aerolevanteamento consistiu em um sensor de vapor de cézio montado na cauda (tipo *stinger*) da aeronave, com resolução de 0.001 nT. As leituras do magnetômetro são realizadas a cada 0,1 segundo, o que equivale para a velocidade de 280 km/h da aeronave, a aproximadamente 7,8 m no terreno. O gamaespectrômetro utilizado possui 256 canais espectrais. As leituras do gamaespectrômetro são realizadas a cada segundo, representando medições a intervalos de aproximadamente 78 m no terreno.

O espaçamento das linhas de voo e de controle é 0,5 km e 10,0 km, respectivamente, orientadas nas direções N-S e E-W. A altura nominal de voo foi fixada em 100 m sobre o terreno. O aerolevanteamento Sudeste de Rondônia possui um formato irregular

por abranger uma região de fronteira, onde se conserva uma distância de 10 quilômetros da linha divisória Brasil/Bolívia (Figura 5.1).

5.1.2. Processamento de Dados Geofísicos

Os dados do aerolevanteamento Sudeste de Rondônia foram pré-processados pela equipe de aquisição (LASA Engenharia e Prospecções S.A. e Prospectors Aerolevanteamentos e Sistemas LTDA). Este processamento inclui a correção do erro de paralaxe, o nivelamento e micronivelamento dos perfis e a remoção da variação diurna para os dados aeromagnéticos. Para os dados gamaespectrométricos foi realizada a correção do tempo morto, filtragem da altura, compensação da radiação cósmica e da energia medida no canal do urânio no *upward looking*, correção do erro de paralaxe, cálculo da altura efetiva de voo, remoção do *background* da aeronave, cósmico e do radônio, correção do efeito *Compton*, correção altimétrica e, por fim, a conversão dos dados de taxa de contagem por segundo para concentração de elementos radiométricos (CPRM, 2006).

O pré-processamento foi efetuado com uso do programa Oasis Montaj™ (versão 8.2.0.5). Nele, os dados originais, obtidos a partir de linhas (linhas de voo com direção N-S), foram transformados para o formato de malha regular (*grid*), usando o interpolador bidirecional, ideal para dados dispostos em linhas paralelas, pois ressalta as tendências perpendiculares as linhas de voo. O tamanho de célula de 125 m x 125 m foi utilizado para a interpolação, e representa 1/4 do espaçamento entre as linhas de voo. Gunn (1998) propõe que uma rotina de interpolação de dados magnéticos somente produz interpolação realística se as células unitárias não ultrapassarem 20-25% do espaçamento entre as linhas.

5.1.2.1. Magnetometria

Os produtos obtidos pelos dados de aeromagnetometria foram gerados a partir do Campo Magnético Anômalo (CMA) que resulta da diferença entre o Campo Magnético Total (CMT) e o Campo Geomagnético de Referência (IGRF: *International Geomagnetic Reference Field*). O CMT é medido pelo magnetômetro durante a aquisição de dados. O IGRF é obtido como referência geomagnética do campo da área de estudo a partir de um polinômio calculado

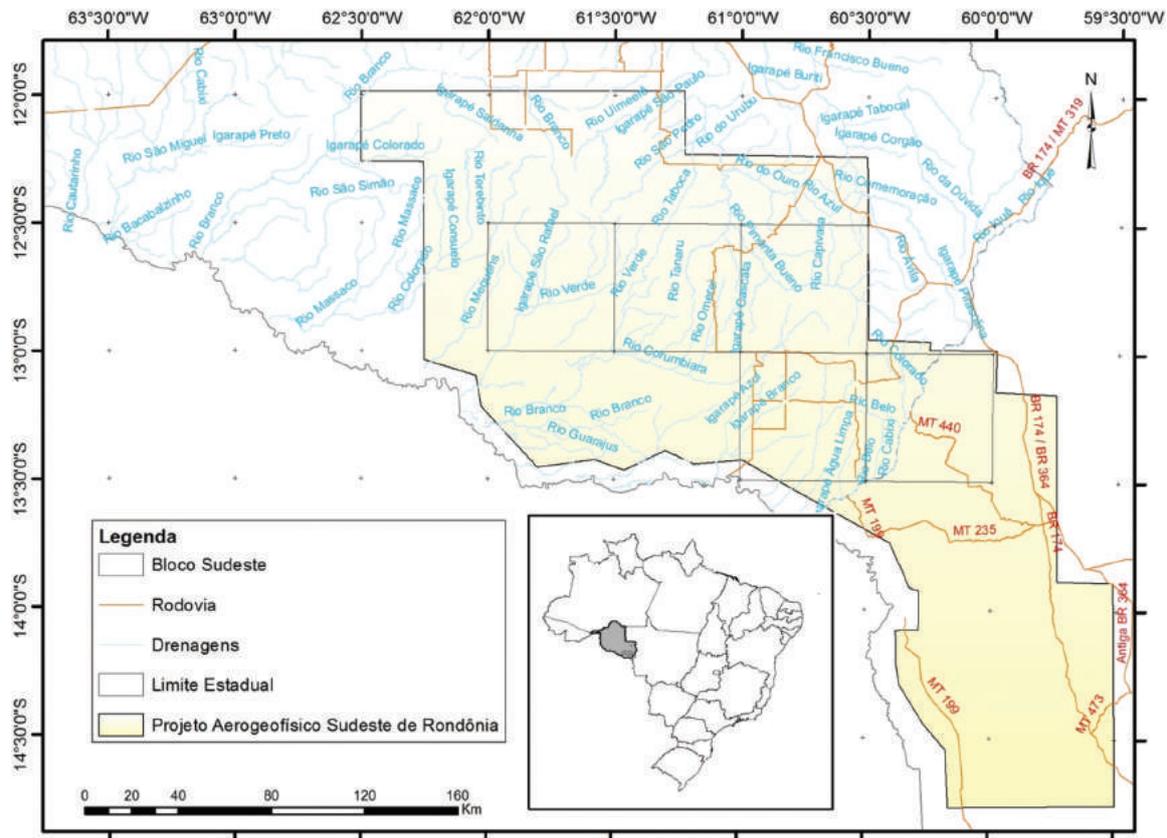


Figura 5.1. Localização da área de estudo e da posição do Aerolevante Sudeste de Rondônia (CPRM, 2006), onde no contexto geográfico o aerolevante ocupa a porção sudeste de Rondônia e grande parte do setor noroeste do estado do Mato Grosso. Na região próxima da fronteira Brasil/Bolívia é mantido uma distância de 10 quilômetros de margem da fronteira.

com dados de satélites e de observatórios geofísicos (IAGA-IUGG).

Os produtos gerados a partir do CMA foram: as derivadas horizontais (DX e DY), a derivada vertical (DZ), a Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT; Salem et al., 2008), a Amplitude do Sinal Analítico (ASA; Nabighian, 1972), a Inclinação do Sinal Analítico (ISA; Miller & Singh, 1994; Salem et al., 2008) e a pseudogravidade (Baranov,

1957). Além destes produtos, a continuação ascendente de 600 m e de 10000 m foi obtida para a Amplitude do Sinal Analítico. A partir da diferença entre a ASA e sua continuação ascendente de 600 m foi gerada a Amplitude do Sinal Analítico Residual, como indica o fluxograma de processamento (Figura 5.2). A partir da interpretação qualitativa destes produtos foram gerados os lineamentos e os domínios magnéticos.

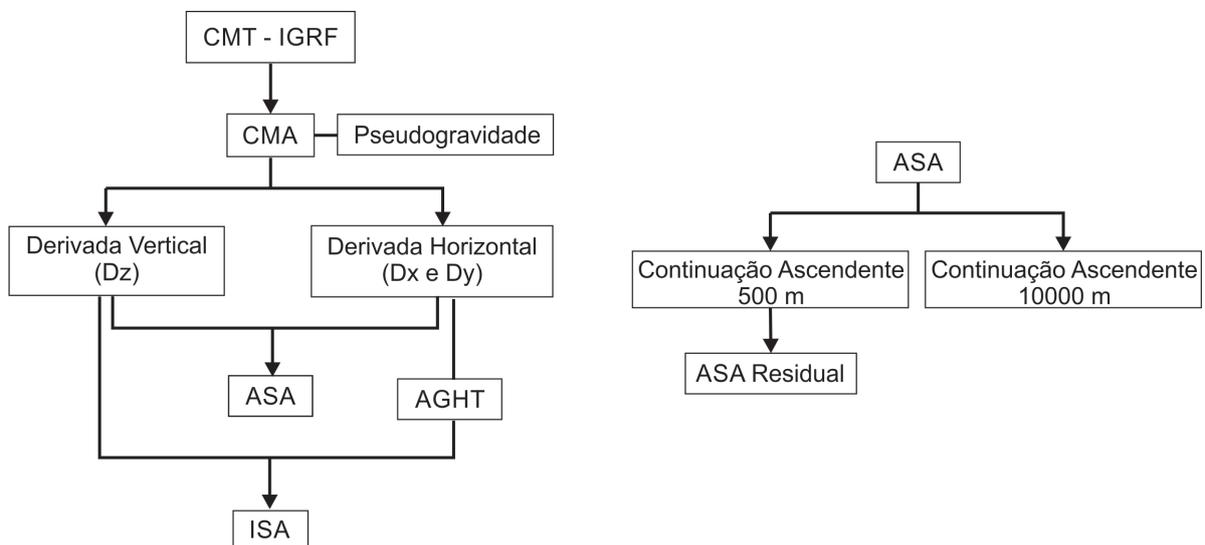


Figura 5.2. Fluxograma com a seqüência do processamento dos dados aeromagnetométricos.

O espectro de potência dos dados aeromagnetométricos foi calculado e analisado. Utilizando o modelo de Spector & Grant (1970) foi possível obter uma estimativa da profundidade do topo das anomalias magnéticas (Figura 5.3). Os valores espectrais do sinal mostram que existem três grupos de anomalias magnéticas posicionadas em profundidades distintas. Utilizando a seguinte relação entre o comprimento de onda (λ) e número de onda (K): $\lambda = (2\pi/K)d$, onde d é o tamanho da malha, foi possível determinar que o topo das anomalias com comprimento de onda maior que 4,3 km se encontram entre 3 e 15 km de profundidade. As anomalias com comprimento de onda entre 4,3 km e 720 m estão localizadas entre 3 e 1 km de profundidade, e as anomalias com o topo em profundidades

inferiores a 1 km apresentam o comprimento de onda menor que 720 m. A análise do espectro de potência indica que as anomalias magnéticas da área de estudo são geradas majoritariamente por fontes rasas, <1 km de profundidade, com contribuição de fontes magnéticas profundas que podem chegar a mais de 15 km de profundidade.

O CMA (Figura 5.4) apresenta o campo magnético gerado pelas fontes magnéticas presentes na área de estudo, sem a influência do campo magnético terrestre. A anomalia magnética de um corpo finito invariavelmente contém elementos positivos e negativos gerados pela natureza dipolar do magnetismo. Uma operação de processamento comum é a Redução ao Polo, e envolve a conversão das anomalias em

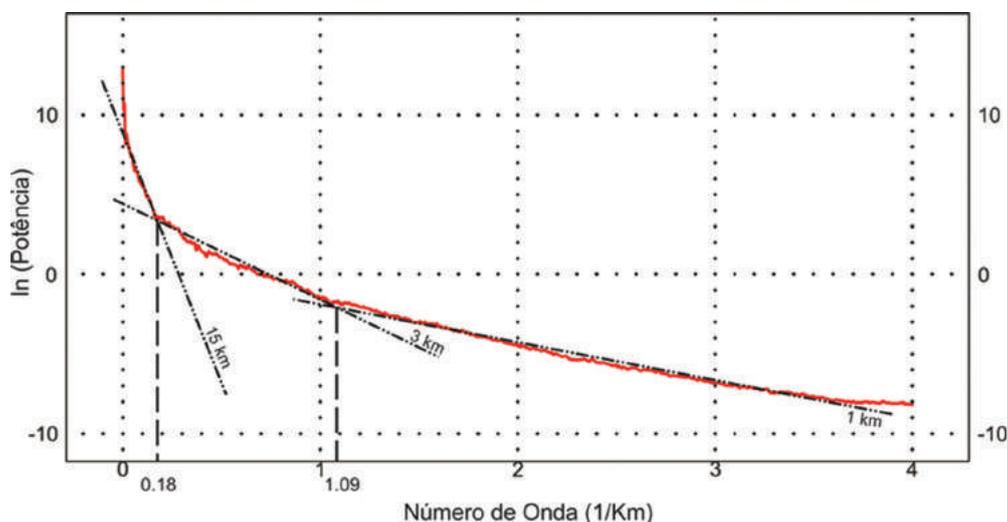


Figura 5.3. Espectro de potência obtido para os dados aeromagnetométricos. A relação entre o comprimento de onda (λ) e o número de onda (K) é dada por $\lambda = (2\pi/K)\delta$, onde δ é o tamanho da malha.

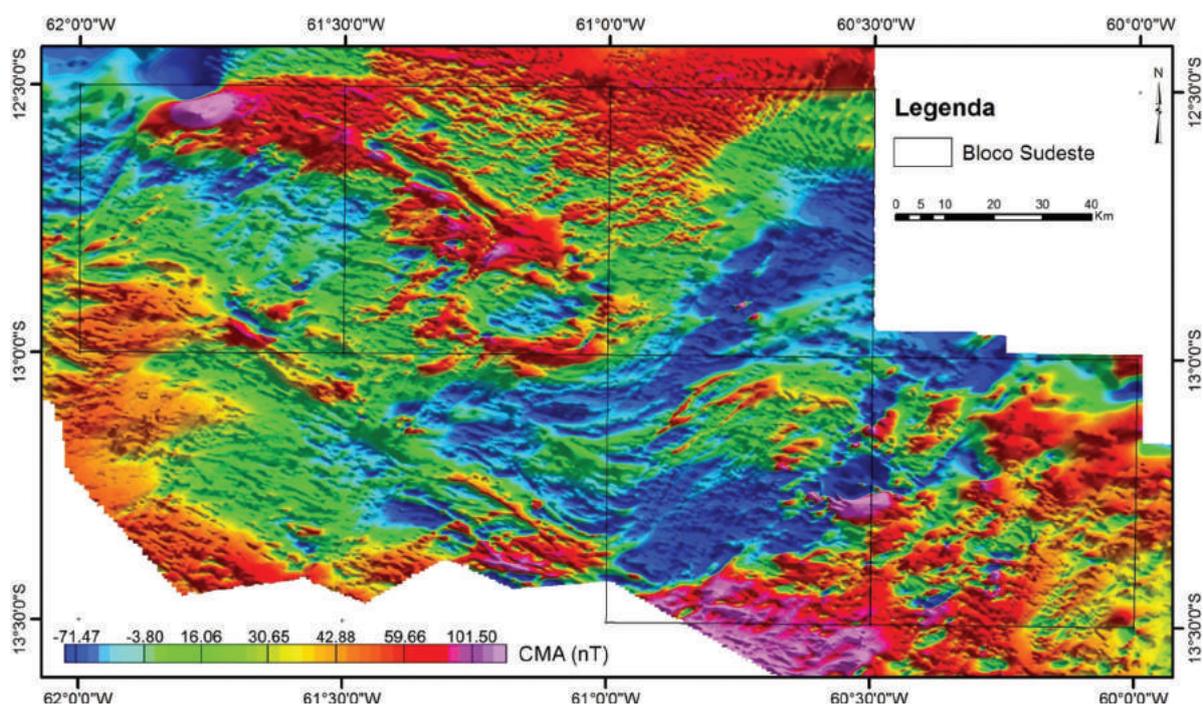


Figura 5.4. Mapa do campo magnético anômalo (CMA) com relevo magnético sombreado com inclinação e declinação de iluminação à 45° (padrão).

suas formas equivalentes no polo norte magnético (Baranov & Naudy, 1964). Esse processo geralmente simplifica as anomalias magnéticas, transformando anomalias dipolares em monopulares. A área de estudo está localizada em baixa latitude magnética (abaixo de 15°), impossibilitando uma Redução ao Polo satisfatória do CMA (Cordani e Shukowsky, 2009; Sheriff, 2002; Rajagopalan, 2003; Wijins et al., 2005; Fairhead and Williams, 2006; Getech, 2007; Geosoft Inc., 2011).

As derivadas horizontais (Dx e Dy) mostram as variações horizontais do campo magnético anômalo e destacam mudanças representativas do campo nas direções x (DX) e y (DY) (Blum, 1999). A derivada vertical (Dz) (Figura 5.5) amplifica os comprimentos de onda curtos em detrimento dos longos, sendo equivalente à observação de um gradiente vertical, destacando as fontes magnéticas mais rasas (Reeves, 2005).

A Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT) (Figura 5.6) é obtida a partir das derivadas horizontais pela fórmula matemática $AGHT = \sqrt{DX^2 + DY^2}$ (Nabighian, 1984). Este produto destaca as mudanças laterais abruptas dos corpos, ressaltando mudanças litológicas e estruturais. Da mesma forma que em Dx e Dy, esse produto realça altas frequências mostrando as informações mais rasas (Blum, 1999).

O produto Inclinação do Sinal Analítico (ISA) (Figura 5.7) é gerado a partir do AGHT e do DZ, segundo a fórmula $ISA = DZ/AGHT$. Portanto, a ISA

corresponde a um ângulo de inclinação de um vetor cujas componentes são dadas pelas derivadas, AGHT e DZ, e mostra a inclinação da fonte causadora. O mergulho de fonte é estimado conforme o contraste localizado de diferentes susceptibilidades (Blum, 1999). Este produto, em conjunto com a AGHT e a Dz, foi utilizado para gerar os lineamentos magnéticos.

A Amplitude do Sinal Analítico (ASA) (Figura 5.8B) é obtida a partir das derivadas horizontais e da derivada vertical, segundo a fórmula $ASA = \sqrt{DX^2 + DY^2 + DZ^2}$ (Nabighian, 1984). O produto ASA é muito utilizado para mostrar as variações das fontes magnéticas presentes na área. Diferentemente do produto AGHT, esse inclui a derivada vertical, destacando melhor o posicionamento da fonte do corpo, realçando as bordas de corpos largos e o centro de corpos estreitos. É o produto usado para definir diferentes corpos em termos de alto ou baixo valor de intensidade do campo magnético. Uma importante característica é que independe da direção de magnetização da fonte (Jones & Dail, 1993), portanto neste produto as anomalias magnéticas se encontram centralizadas na fonte.

Também foram geradas a ASA residual de 200m e a continuação ascendente de 15.000 m da ASA (Figura 5.7). A ASA residual resalta as anomalias magnéticas geradas por fontes rasas (<200 m), relacionadas ao campo magnético gerado pelas rochas próximas à superfície. A continuação ascendente de 15.000 m resalta as anomalias magnéti-

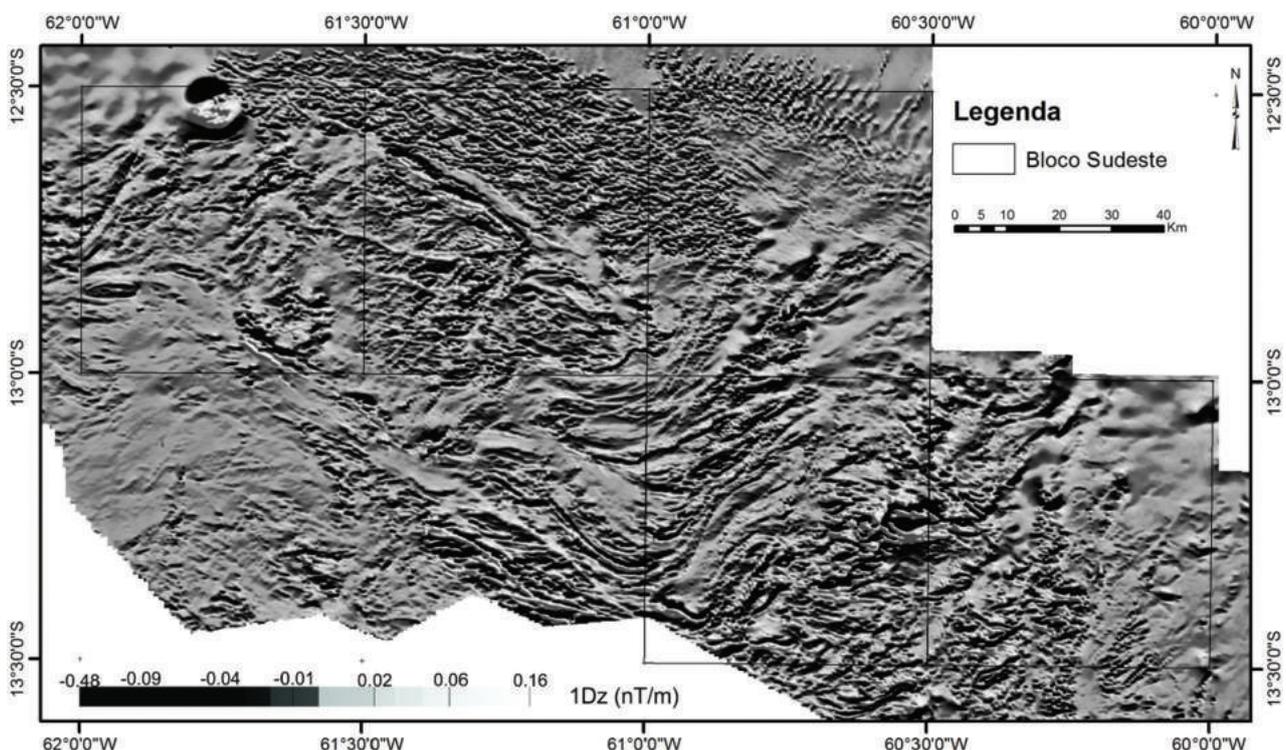


Figura 5.5. Mapa da primeira derivada vertical (1Dz).

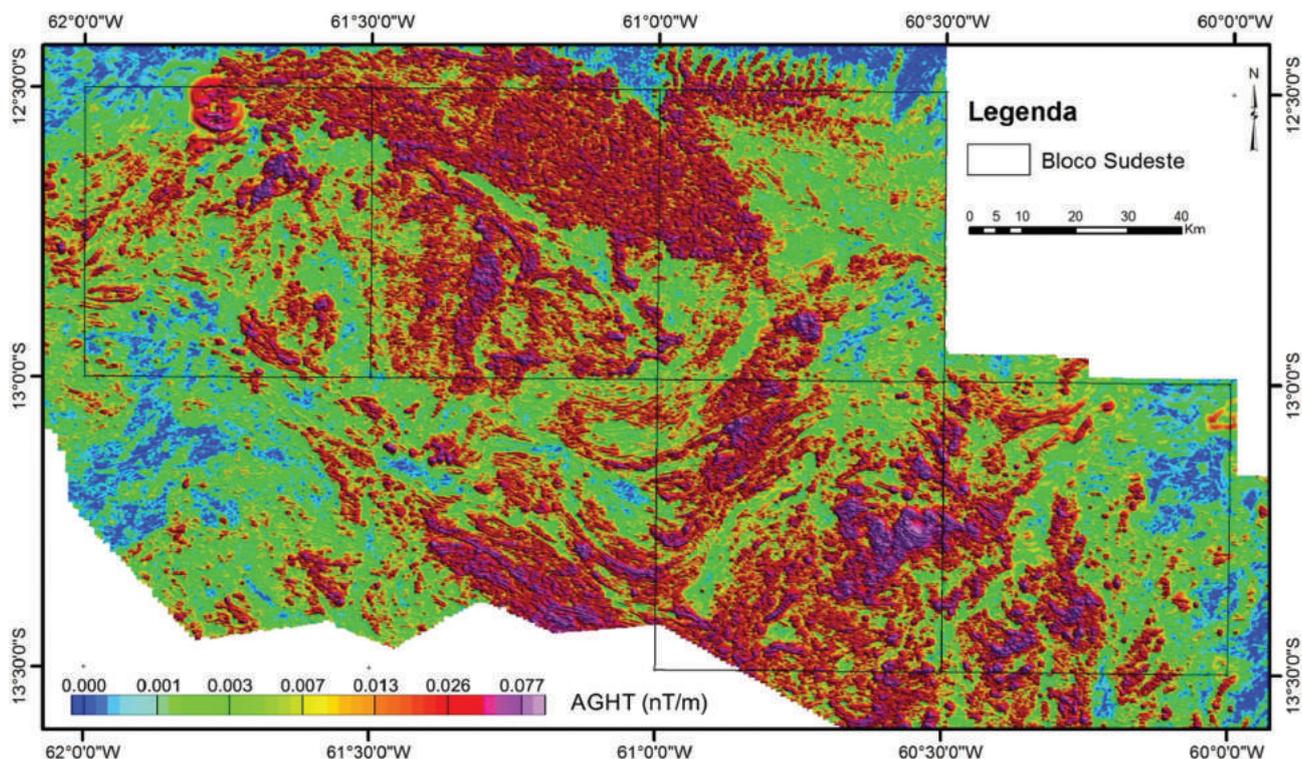


Figura 5.6. Mapa da Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT)

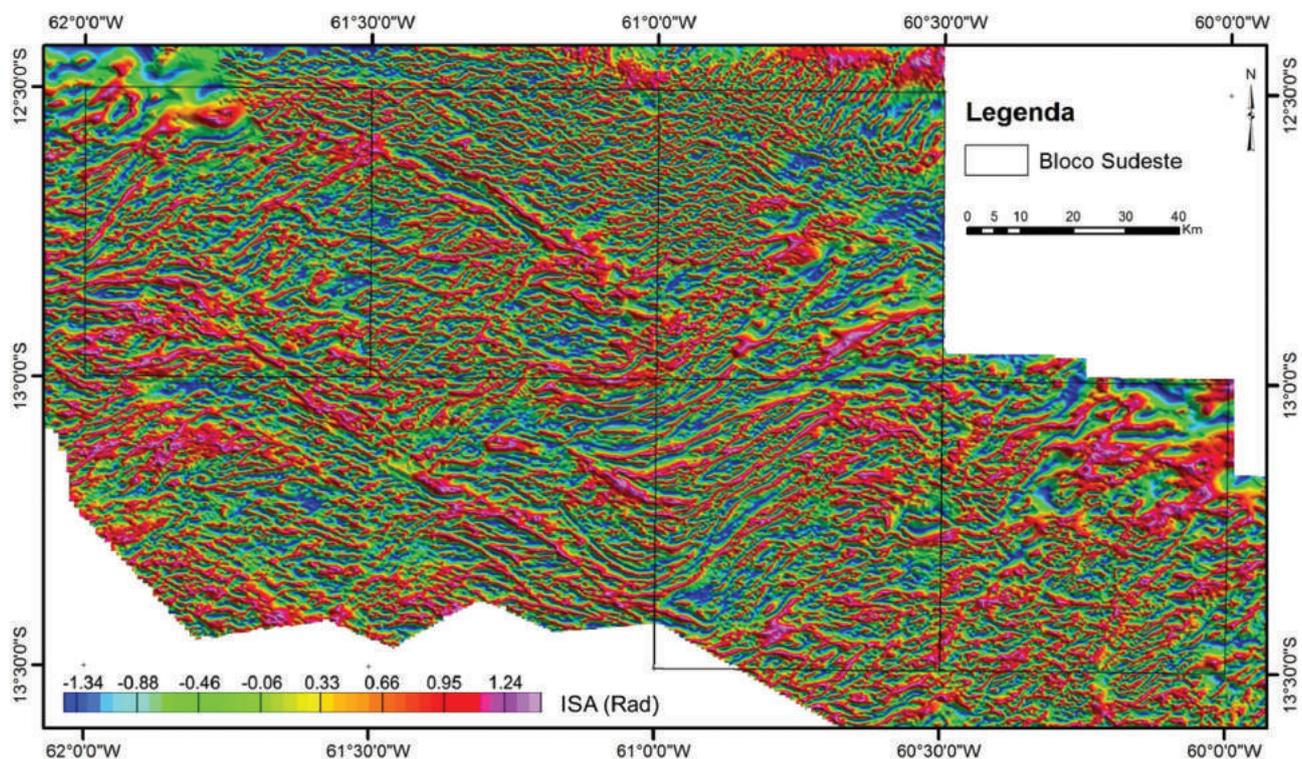


Figura 5.7. Mapa da Inclinação do Sinal Analítico (ISA)

cas geradas pelas fontes mais profundas (>15 km) da área de estudo, como mostra o espectro de potência (Figura 5.3), relacionadas ao comportamento do campo magnético da crosta. Estes produtos foram utilizados para delimitar os domínios, e traçar os lineamentos magnéticos da área estudada.

A pseudogravidade é uma das várias técnicas a partir da transformada de Fourier que pode ser

aplicada em dados aeromagnéticos (Pratt, 2004). A pseudogravidade realça as anomalias associadas a fontes magnéticas profundas em predominância de fontes magnéticas rasas. Esta transformada é uma excelente ferramenta para estimar a profundidade crustal e determinar grandes discontinuidades crustais. Os dados podem ser modelados utilizando ferramentas de modelagem gravimétrica conven-

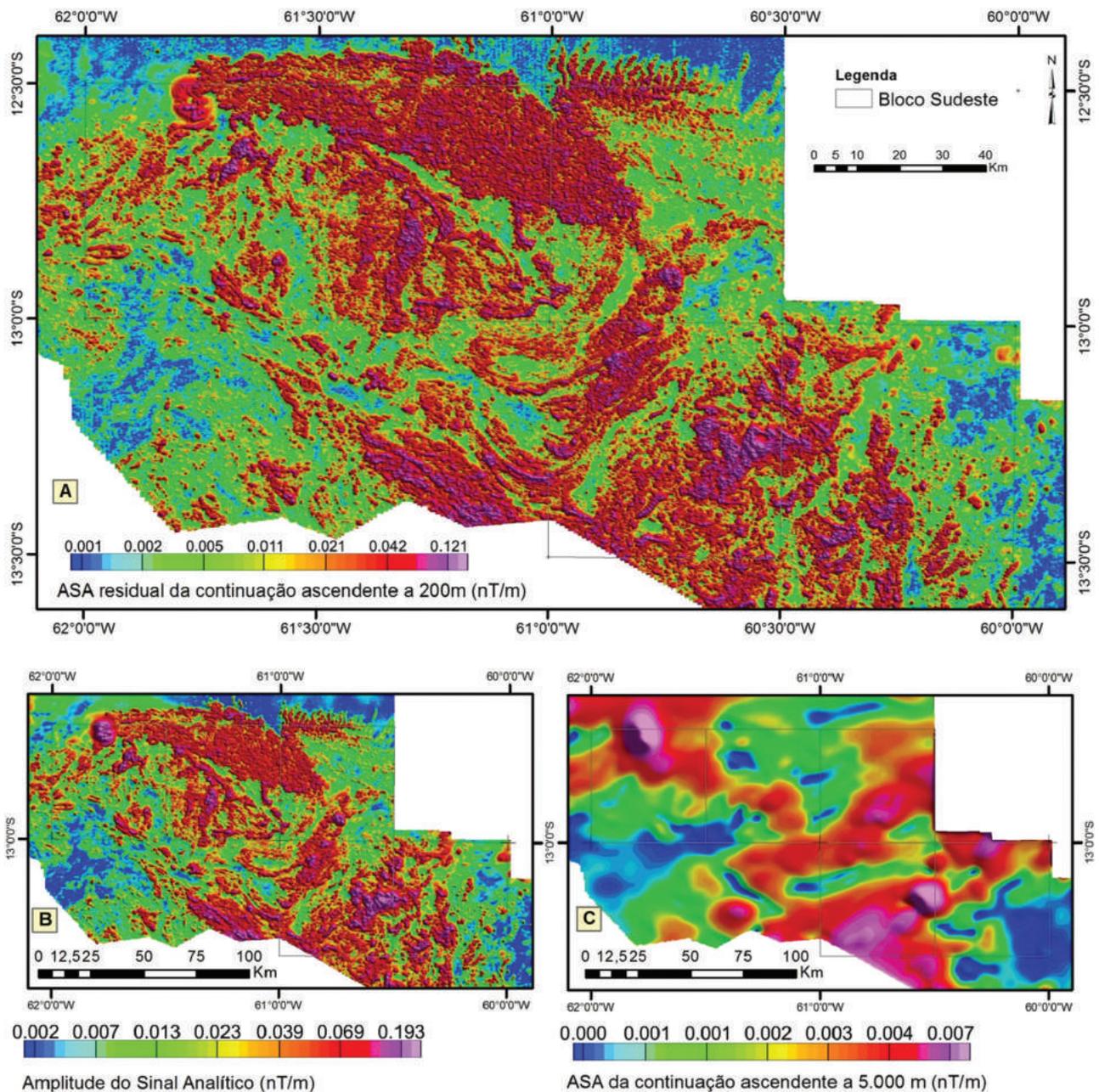


Figura 5.8. (A) Mapa residual da Amplitude do Sinal Analítico pela continuação ascendente à 200m, ressaltando anomalias magnéticas de fonte rasa. (B) Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA). (C) Mapa da Continuação Ascendente à 15.000, realça grande domínios magnéticos em profundidade.

cionais. O mapa da pseudogravidade do sudoeste de Rondônia exibe uma separação de grandes domínios tectônicos que indicam ambientes de profundidades distintas (Figura 5.9).

5.1.2.2. Gamaespectrometria

Uma vez que os valores de concentração obtidos na gamaespectrometria são derivados de uma relação direta da intensidade de radiação captada, transformada em equivalentes de concentração por modelos matemáticos, estes valores geralmente são de uso qualitativo e requerem certo processamento para eliminar inconsistências geoquímicas (por

exemplo, concentrações negativas). Porém, em um trabalho onde a forma da curva é relevante, é sensato optar pela preservação de parâmetros como o desvio padrão, sem manipulações estatísticas. De acordo com Minty et al. (1997) estas inconsistências podem ser tanto provenientes da aquisição dos dados (erro instrumental ou de calibragem) quanto oriundos do pré-processamento que converte a quantidade de energia recebida para equivalentes em concentração. Os ajustes aplicados consistiram na análise histogrâmica individual, onde os valores negativos de concentração foram eliminados através da soma de uma constante ou simplesmente excluindo-os do banco de dados quando os mesmos são estatisticamente irrelevantes. Este procedimen-

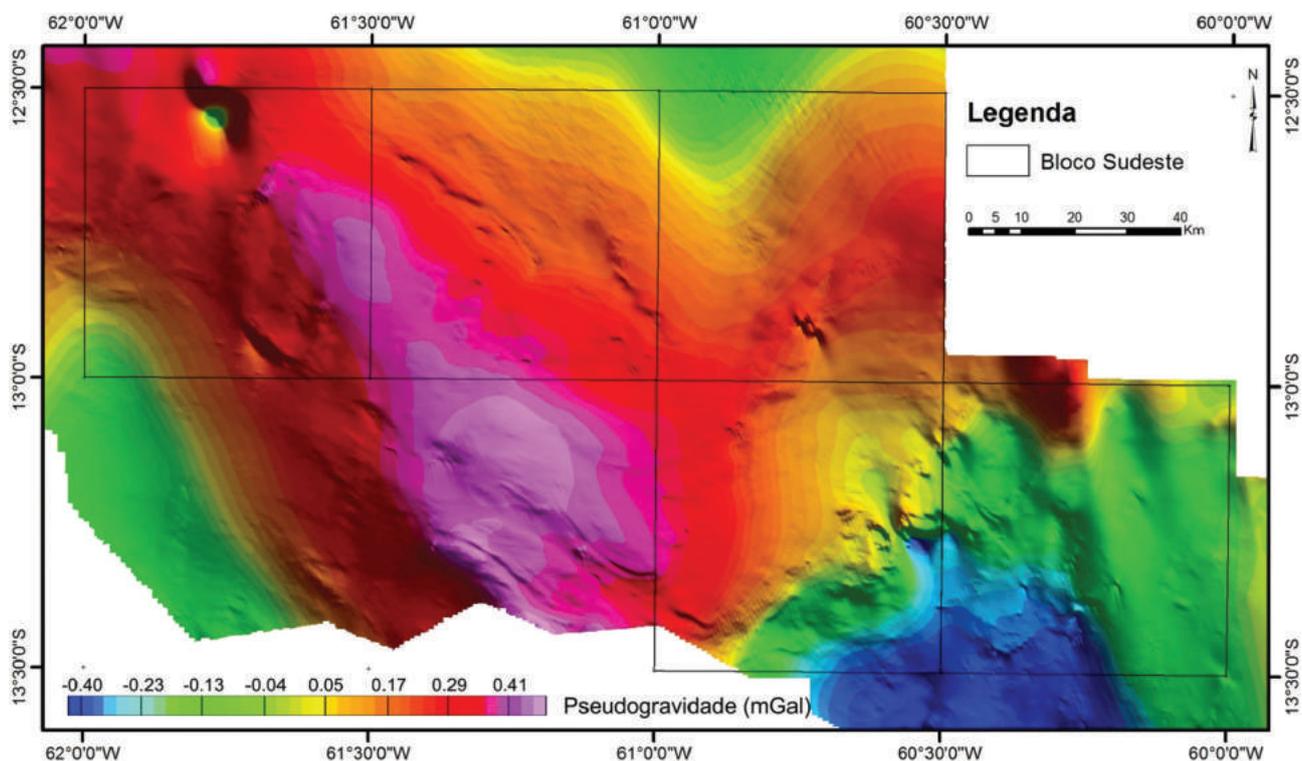


Figura 5.9. Mapa da Pseudogravidade resultante do processamento a partir do Campo Magnético Anômalo.

to permite a correção inicial do banco de dados antes do processamento principal com alterações mínimas dos valores de desvio padrão e forma do histograma, aspectos importantes para este trabalho (Tabela 5 1).

Os mapas de radioelementos foram gerados a partir da interpolação do banco de dados utilizando o método de Mínima Curvatura (Briggs, 1974) devido ao favorecimento das anomalias radiométricas ao longo da direção das linhas de voo (IAEA, 2003). Nos mapas oriundos dos canais do urânio, potássio e derivados, foi utilizado filtragem por convolução móvel de parâmetro variável de acordo com o grau de ruído detectado.

Os canais dos três radioelementos (potássio, em %; tório equivalente, em ppm e urânio equivalente, em ppm) são a base de todo o processamento subsequente (Figura 5.10) e os produtos finais para análise consistiram, portanto, das imagens ternárias em falsa cor RGB e CMY (elaboradas a partir de uma combinação destes três), da Contagem Total de radiação, parâmetro F, urânio anômalo e potássio anômalo (Saunders et al. 1994; Pires, 1995).

Os mapas de concentração de potássio, tório e urânio (Figura 5.11) indicam a variação lateral de concentração destes elementos obtida através de um processamento que leva em consideração a intensidade de radiação recebida em um intervalo

Parâmetros estatísticos	Dados com inconsistências corrigidas			
	Contagem Total (CT)	Potássio (K)	Tório (eTh)	Urânio (eU)
Amostra descartada (%)	0,03	0	0,01	0,02
Mínimo	0	0	0	0
Máximo	16,17	6,16	38,89	6,19
Média	2,89	0,66	6,82	2,03
Mediana	2,51	0,44	5,85	1,99
Desvio padrão	1,66	0,6	3,76	0,47

Tabela 5 1: Sumário estatístico do banco de dados após a correção das inconsistências de concentração

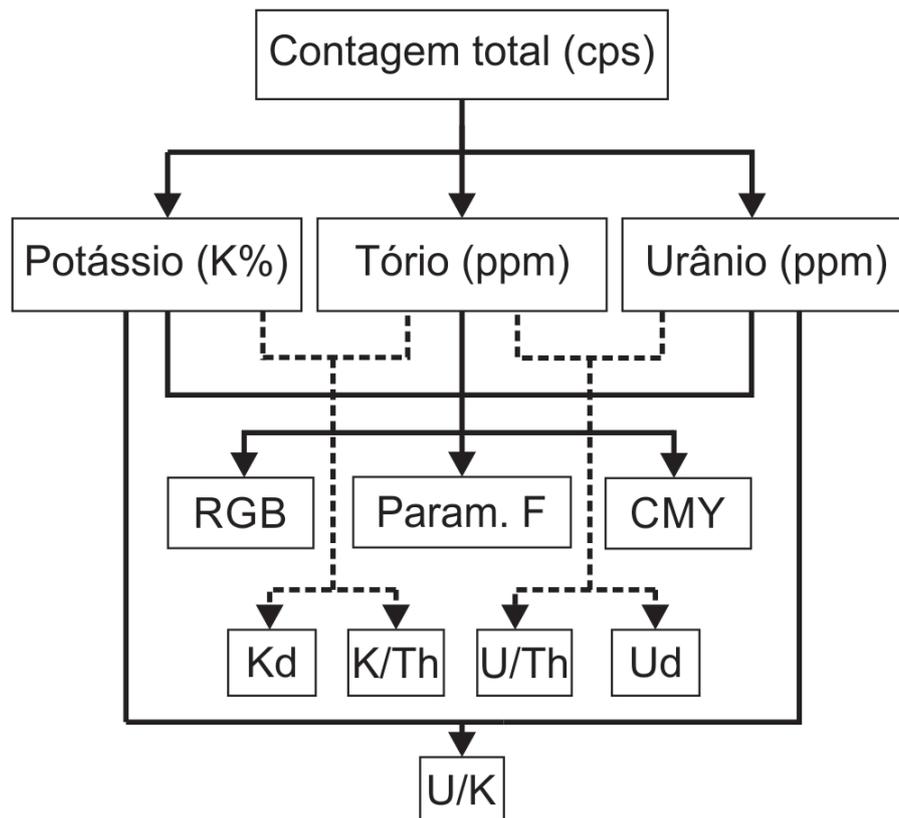


Figura 5.10. Fluxograma de processamento de dados gamaespectrométricos. RGB – Imagem ternária de falsa cor onde a concentração de cada radioelemento é expressa em proporção a uma intensidade de cor primária. CMY – Imagem ternária de falsa cor onde a concentração de cada radioelemento é expressa em proporção a uma intensidade de Ciano, Magenta e Amarelo. Kd – Potássio Anômalo. Ud – Urânio Anômalo.

de frequência característico de cada um. A radiação recebida depende de variáveis como a concentração de radioelemento na fonte, a distância do sensor de detecção (altura de voo) e o grau de umidade da fonte (IEAE, 2003). Por sua vez, a concentração destes elementos na crosta varia de acordo com a natureza das rochas.

Uma forma eficiente de representar a variação lateral dos três elementos em uma única figura são os mapas ternários de pseudo-cor RGB e CMY. Nestes, a concentração de cada um dos três elementos é representado pela variação de intensidade de cores, que quando combinadas geram cores secundárias indicando a alta concentração em dois ou mais radioelementos. No âmbito deste trabalho, os valores de K, Th e U estão representados respectivamente pelas cores vermelha, verde e azul, no mapa RGB; e ciano, magenta e amarelo no mapa CMY (Figura 5.12).

De acordo com Saunders et al. (1994), os valores ideais de K e U nas rochas são controlados por uma relação direta com a concentração de tório nas mesmas. A partir disto, pode-se obter valores de relativo enriquecimento nestes elementos, conhecidos como valores de potássio anômalo e urânio anômalo (Saunders et al. 1994; Pires, 1995). Estes mapas são boas ferramentas para mapeamento de

zonas hidrotermalizadas, e conseqüentemente é um bom guia prospectivo para a identificação de alvos de mineralização associada a este fenômeno. O mapa do potássio anômalo e urânio anômalo (Figura 5.12 - C e D) são representados pela variação das cores azul (indicando valores negativos) e vermelha (indicando valores positivos).

Devido às propriedades físico-químicas, o potássio é considerado um elemento extremamente móvel e bom marcador de regiões hidrotermalizadas, pois ao contrário dos demais radioelementos, este sempre estará em fase líquida na solução hidrotermal. Deste modo, Ostrovskiy (1973) inicialmente estudou esta relação de migração hidrotermal através do processamento que ficou conhecido como Fator F (ou Parâmetro F). Este mapa mostra a favorabilidade de concentração de elementos móveis (K e U) em razão do imóvel (eTh; Figura 5.13A).

Os mapas de razão de radioelementos são calculados através da razão numérica em banco de dados da concentração dos mesmos. Estes mapas são úteis para mostrar enriquecimento relativo de um para outro e convencionalmente, os radioelementos móveis são colocados no numerador, enquanto os menos móveis são colocados no denominador (Figura 5.13B, C e D).

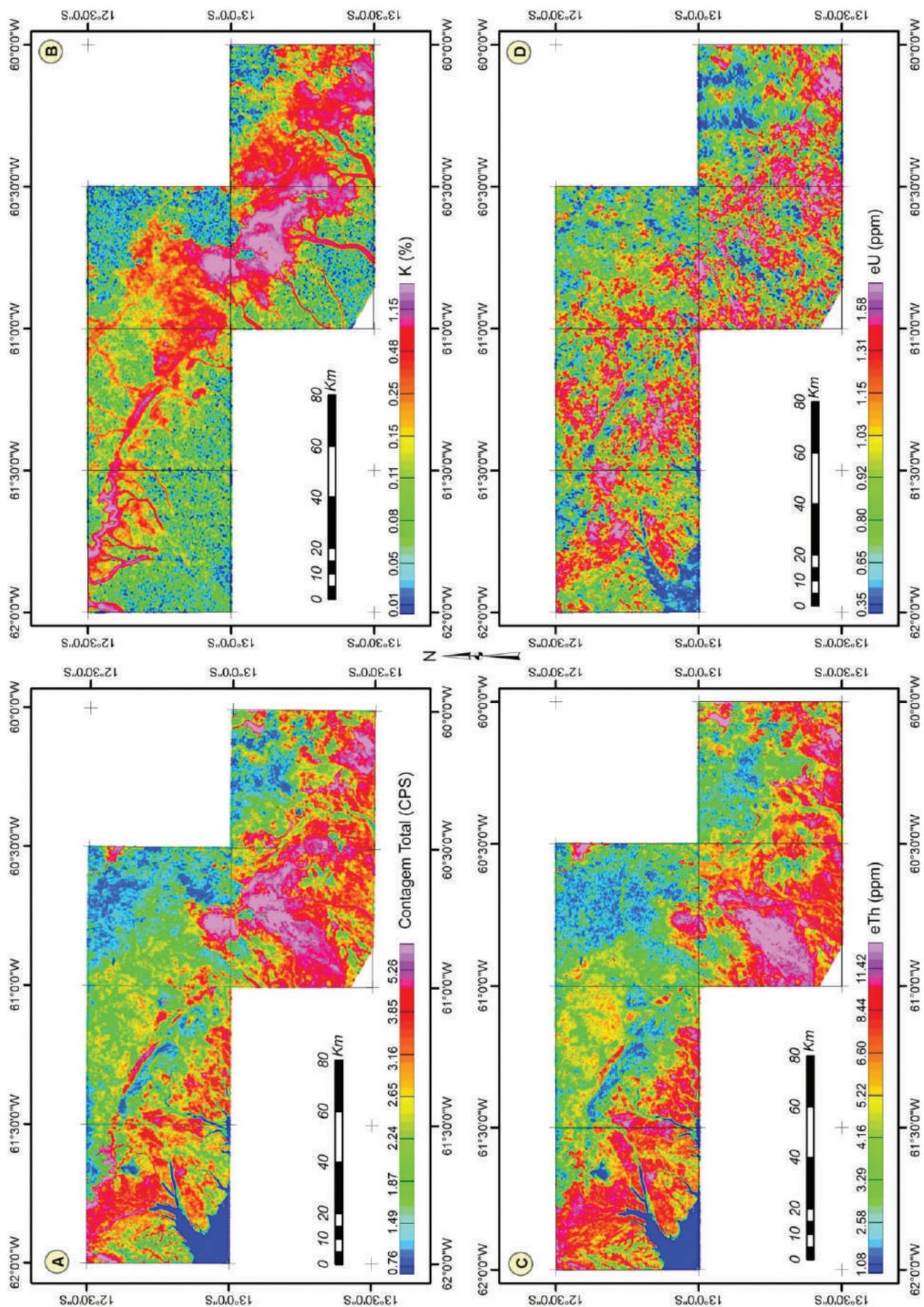


Figura 5.11. Mapas aerogamaespectrométricos, onde: (A) Mapa da contagem total (cps), (B) Mapa de distribuição do potássio (%), (C) Mapa de distribuição do equivalente tório (ppm) e (D) Mapa do equivalente urânio (ppm).

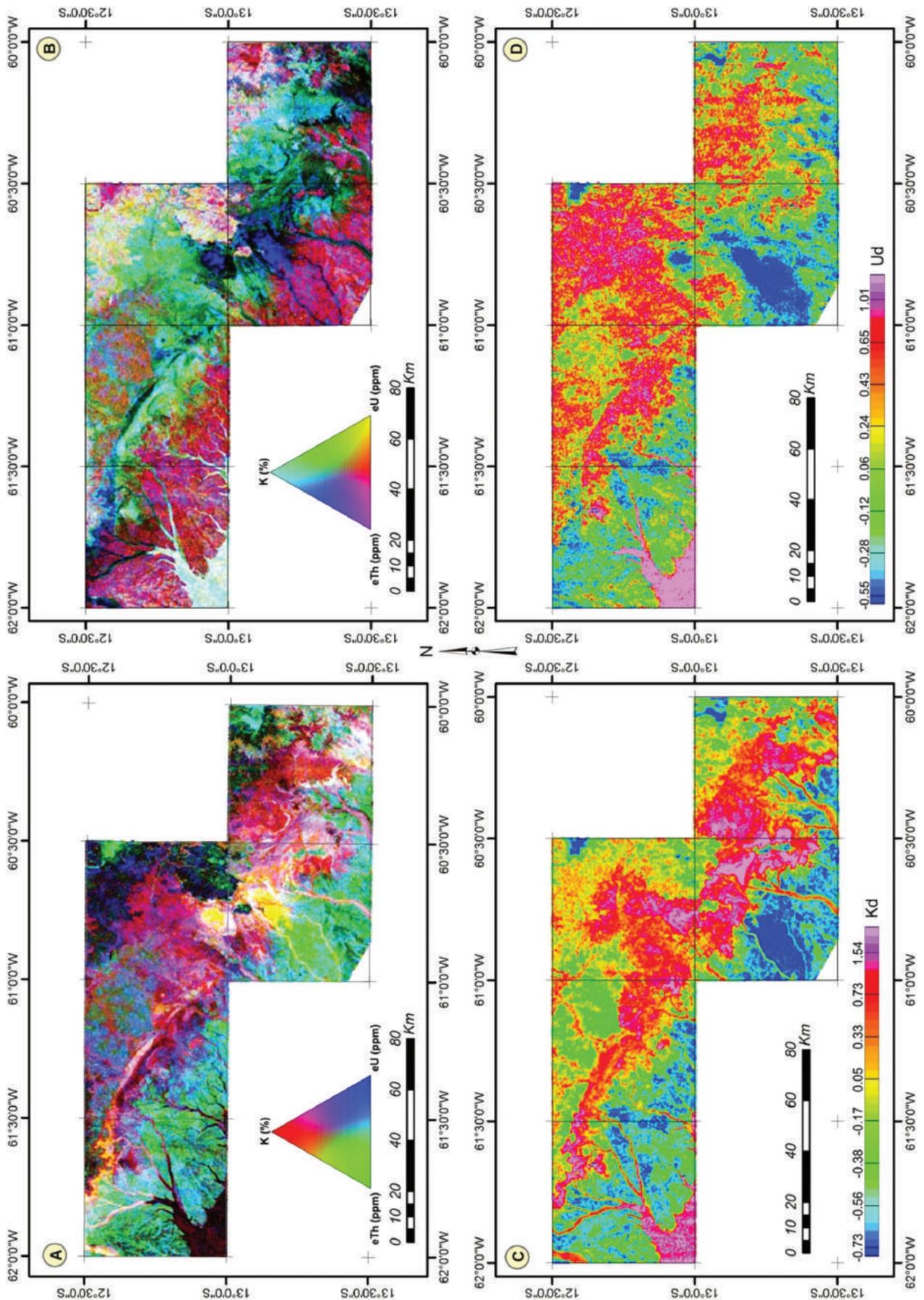


Figura 5.12. Mapas aerogamaespectrométricos: (A) Mapa de composição ternária RGB; (B) Mapa de composição ternária CMY; (C) Mapa de distribuição do potássio anômalo e (D) Mapa de distribuição do urânio anômalo.

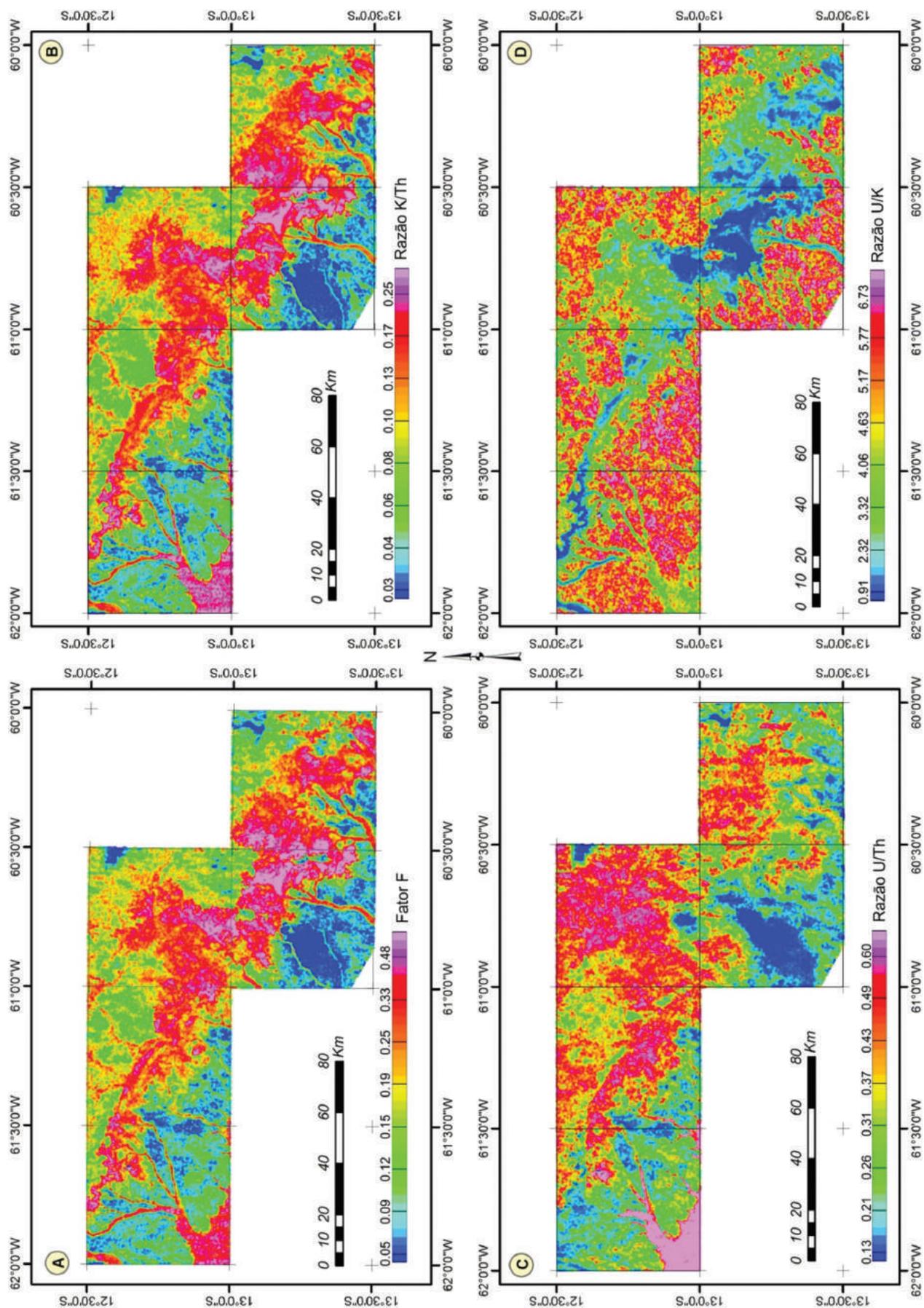


Figura 5.13. Mapa do fator F e razões aerogamaespectrométricas: (A) Mapa de distribuição do fator F; (B) Mapa de distribuição da razão potássio/tório; (C) Mapa de distribuição da razão urânio/tório e (D) Mapa de distribuição da razão urânio/potássio.

5.1.3. Interpretação dos Dados Aerogeofísicos

5.1.3.1. Domínios Magnéticos

A discriminação de domínios magnéticos é essencial para a interpretação qualitativa dos dados, e envolve a delimitação de áreas com padrões de anomalias magnéticas distintas, que devem representar unidades geológicas distintas (Reeves 2005).

Devido à complexidade geológica e grande extensão da área de pesquisa, foi definida uma reclassificação da ASA residual baseada na reamostragem dos valores em nT/m para cinco classes uniformes, discriminadas na Tabela 5.2. A partir desta reamostragem, foram definidos, por interpretação

Classes ASA	Intervalo (nT/m)
Alta (A)	> 0,225
Média alta (MA)	0,082 - 0,224
Média (M)	0,021 - 0,081
Média baixa	0,065 - 0,020
Baixa	< 0,064
Desvio padrão	1,66

Tabela 5.2 – Classes de Amplitude do Sinal Analítico.

qualitativa, cinco classes de domínios magnéticos (Figura 5.14). Os domínios magnéticos foram delimitados e discriminados quanto à textura e intensidade da resposta magnética.

Quatro domínios com predominância da classe ASA alta foram discriminados na área de pesquisa (Figura 5.14). O domínio A1 é caracterizado por uma anomalia de formato irregular localizada na porção sudeste da área. A componente principal, de alta amplitude magnética, possui formato circular com aproximadamente 7 km de diâmetro, situada ao norte deste domínio. A porção norte desta anomalia é fracamente magnética sendo limitada por um forte lineamento magnético de direção WNW/ESE. A ENE desta anomalia se encontram anomalias menores alongadas em duas direções principais, NE/SW e NW/SE, que tangenciam a anomalia circular principal. A sul da anomalia principal, uma assinatura magnética elipsoidal alongada segundo NW/SE com o eixo maior do que 6 km pode ser vista. Anomalias menores em meio a uma textura magnética rugosa recobrem o restante do domínio. O domínio A2 apresenta anomalias alongadas segundo a direção NW/SE que se estendem por aproximadamente 25 km, e anomalias menores alongadas segundo NNW/SSE e NNE/SSW. O domínio A3 é representado por assinaturas magnéticas que se encontram alongadas

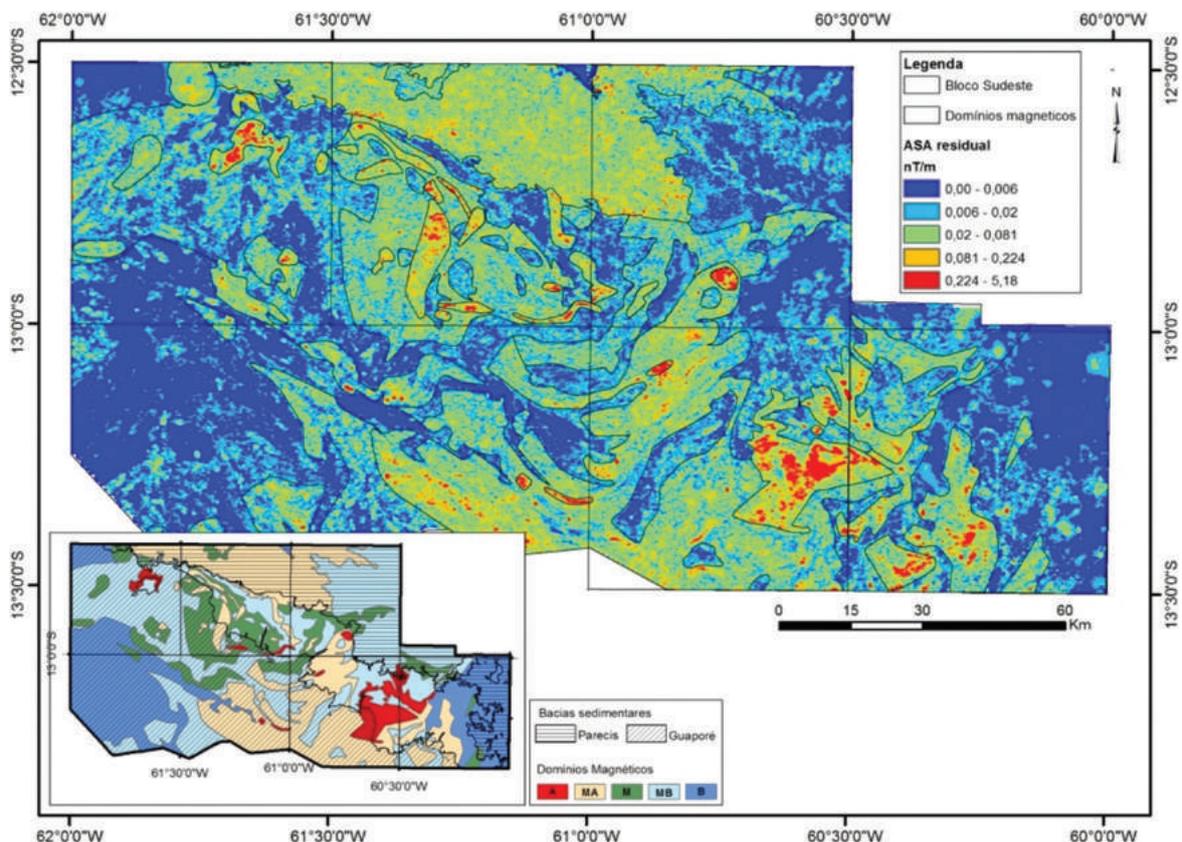


Figura 5.14. Mapa dos domínios magnéticos interpretados a partir da Amplitude do Sinal Analítico. Na imagem maior se destacam as diferenças entre a variação magnética, e a imagem menor mostra a classificação qualitativa baseada nas texturas dos domínios magnéticos.

principalmente segundo as direções EW, NE/SW e NW/SE, e uma anomalia circular com 4 km de diâmetro localizada na porção central da área. O domínio A4 apresenta uma anomalia alongada segundo a direção NE/SW com 15 km de extensão no seu eixo maior, com predominância de valores ASA maiores que 0,225 nT/m.

Três domínios com predominância da classe ASA média alta foram discriminados na área de pesquisa (Figura 5.14). O domínio magnético MA1 compreende as assinaturas com predominância das classes média alta à alta. Este domínio é marcado por anomalias magnéticas pequenas em meio a uma textura rugosa, com algumas anomalias alongadas que sugerem uma inflexão das estruturas magnéticas de N50W para N35E, no centro do domínio, sugerindo uma grande descontinuidade crustal marcada por falhas, que apresentam componente transcorrente sinistral predominante. No sul deste domínio ocorrem algumas anomalias alongadas segundo a direção N50W que se estendem por 40 km, associadas a anomalias menores, com extensão de 7 km, alinhadas segundo a direção EW. A correlação com unidades geológicas é dificultada pela cobertura de sedimentos cenozoicos da Bacia do Guaporé. A parte aflorante é correlacionada ao Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira. O domínio MA2 tem aproximadamente 25 km de extensão em seu eixo maior, alinhado segundo NNE-SSW, e apresenta uma textura magnética rugosa com as classes magnéticas mais altas se concentrando a norte do domínio e é correlato a granulitos máficos da unidade Trincheira. O domínio MA3 apresenta textura característica, com predomínio de anomalias de pequeno comprimento de onda, e intensidade magnética variando de média a média alta, com alguns picos anômalos acima de 0,225 nT/m. Este domínio se estende por 100 km em seu eixo maior. A alta frequência das anomalias deste domínio e o seu desaparecimento na continuação ascendente de 10.000 m sugerem que as fontes magnéticas do domínio se encontram próximas à superfície.

Dois domínios com predominância da classe ASA média foram discriminados na área de pesquisa (Figura 5.14). O domínio M1 representa anomalias de média intensidade magnética formando a periferia de domínios de maior amplitude. Estes domínios apresentam feições curvadas impostas pela deformação seguindo o *trend* local. O domínio M2 tem formato circular com aproximadamente 10 km de diâmetro, predominando valores médios de intensidade magnética.

Os domínios MB e B são assinalados como baixos magnéticos, ocorrendo por toda a área de trabalho, em formatos de grande dimensão, e repre-

sentam arcabouço geológico com relevo magnético menos rugoso. Na porção norte, o baixo magnético é associado à Bacia dos Parecis. Bettencourt et al. (2010) discriminam os Terrenos Paraguá e Jauru a sul e leste, respectivamente, da área de estudo. Os baixos valores de susceptibilidade magnética dos domínios B1 e B2 estão associados a estes terrenos.

5.1.3.2. Lineamentos Magnéticos

Os lineamentos magnéticos representam descontinuidades magnéticas em profundidades distintas relacionadas à estruturação tectônica da região. Os lineamentos magnéticos de caráter raso, extraídos do ISA e AGHT, foram diferenciados temporalmente através das relações de corte, o que possibilitou a identificação de três eventos de deformação na região (Figura 5.15). Os lineamentos relacionados ao evento D1 são os que predominam na área de estudo. Entretanto, grande parte destes lineamentos magnéticos se encontram encobertos pelos sedimentos cenozoicos da Bacia do Guaporé, dificultando o entendimento da estruturação deste evento por meio de dados estruturais de campo. A estruturação D1 apresenta textura sinuosa com direção preferencial para N50W. No centro da área de estudo estes lineamentos flexionam para NE, na forma de um “S”, retornando para N50W a leste. Esta zona é marcada no mapa ASA residual (Figura 5.8A) por um aumento na amplitude magnética e na densidade de lineamentos magnéticos. A morfologia destes lineamentos sugere uma movimentação sinistral, em que o segmento crustal localizado a leste desta zona se movimentou para NE em relação ao segmento crustal a oeste da zona. A leste desta zona é possível observar uma faixa de aproximadamente 36 km de largura por 32 km de comprimento com alta amplitude magnética e grande densidade de lineamentos magnéticos na direção N50W. Esta faixa é limitada a leste por um forte gradiente magnético, caracterizado por estruturas anastomosadas na direção NNW-SSE que truncam os lineamentos da estruturação D1, marcando a estruturação D2. Nos trabalhos de Rizzotto (2010) e Rizzotto et al. (2013), a estruturação da Faixa Alto Guaporé é caracterizada por grandes zonas de cisalhamento dúcteis e crenulação sin-tectônicas que paralelizam as estruturas prévias. Por analogia, provavelmente o evento D1 está relacionado a esta estruturação, que ocorreu durante o Mesoproterozoico, entre 1.459 e 1.329 Ma, com base em dados geocronológicos de Rizzotto et al. (2013).

O padrão de deformação D2 é relacionado aos lineamentos anastomosados com *trend* NNW-SSE verificado na porção sudeste da área de trabalho. Estes lineamentos truncam as estruturas lineares

do evento D1, e se encontram acima de um forte gradiente magnético, o qual limita um segmento crustal magnético a oeste de um segmento crustal fracamente magnético a leste. Esta descontinuidade segue o mesmo *trend* estrutural do lineamento Rio Vermelho (Suíte Intrusiva Pindaituba) no Terreno Jauru, provavelmente associada à orogenia Sunsás.

A estruturação D3 é caracterizada por grandes lineamentos magnéticos retilíneos nas direções N35E, EW, N50W e N20W que cortam toda a extensão da área de trabalho (Figura 5.15). Certamente, estes lineamentos estão relacionados a estruturas rúpteis, que aproveitam a anisotropia crustal gerada nos eventos D1 e D2. A maior densidade destes lineamentos magnéticos concentram-se na porção norte da área, região correspondente à borda sul do Gráben do Colorado, pertencente à Bacia dos Parecis. Por correlação, estas estruturas possivelmente foram ativadas durante a abertura da Bacia dos Parecis no Mesozoico.

A continuação ascendente de 10 km da ASA e o mapa de pseudogravidade permitiram a identificação de lineamentos magnéticos relacionados à estruturação profunda da crosta. Como mostra a

figura 5.16, foram observados lineamentos em duas direções preferenciais, N35E e N50W. Estes lineamentos representam descontinuidades crustais que podem se estender por mais de 15 km de profundidade, como indicado pelo espectro de potência dos dados. As descontinuidades marcadas por estes lineamentos coincidem com as zonas de truncamento e interferência de estruturas dos lineamentos rasos, indicando que estas descontinuidades estão relacionadas à aglutinação de terrenos com assinaturas magnéticas distintas, marcando os limites entre a Faixa Alto Guaporé e os terrenos Paraguá e Jauru.

5.1.3.3. Domínios Gamaespectrométricos

Devido à baixa penetrabilidade em solo de sondagens radiométricas, os domínios gamaespectrométricos podem representar variações litológicas, pedológicas ou corpos hidrográficos superficiais. A elaboração do mapa de domínios gamaespectrométricos consistiu na análise e individualização de regiões onde a resposta radiométrica é similar em termos texturais e de concentração de radioelemen-

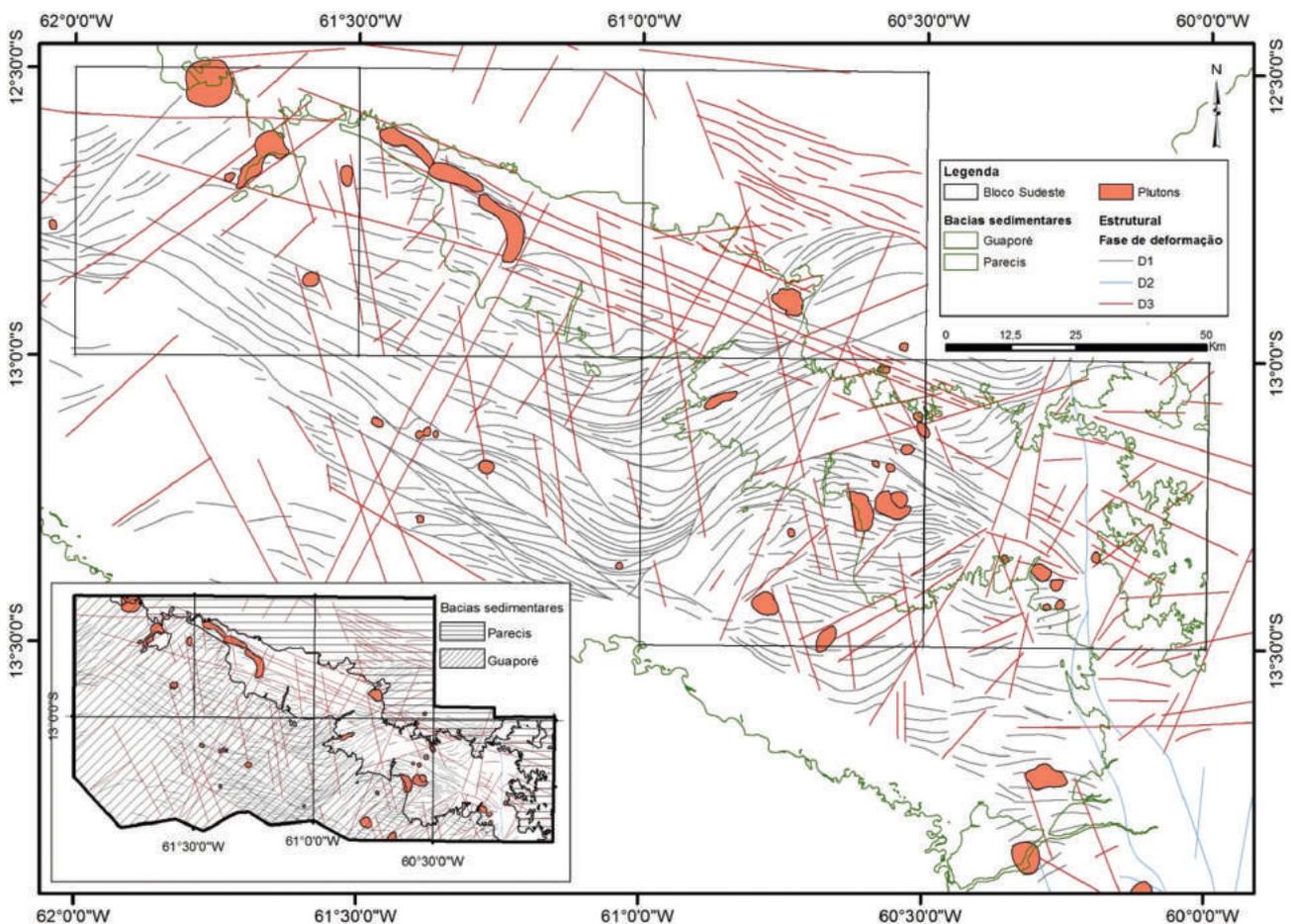


Figura 5.15. Mapa dos domínios magnéticos interpretados a partir da Amplitude do Sinal Analítico. Na imagem maior se destacam as diferenças entre a variação magnética, e a imagem menor mostra a classificação qualitativa baseada nas texturas dos domínios magnéticos.

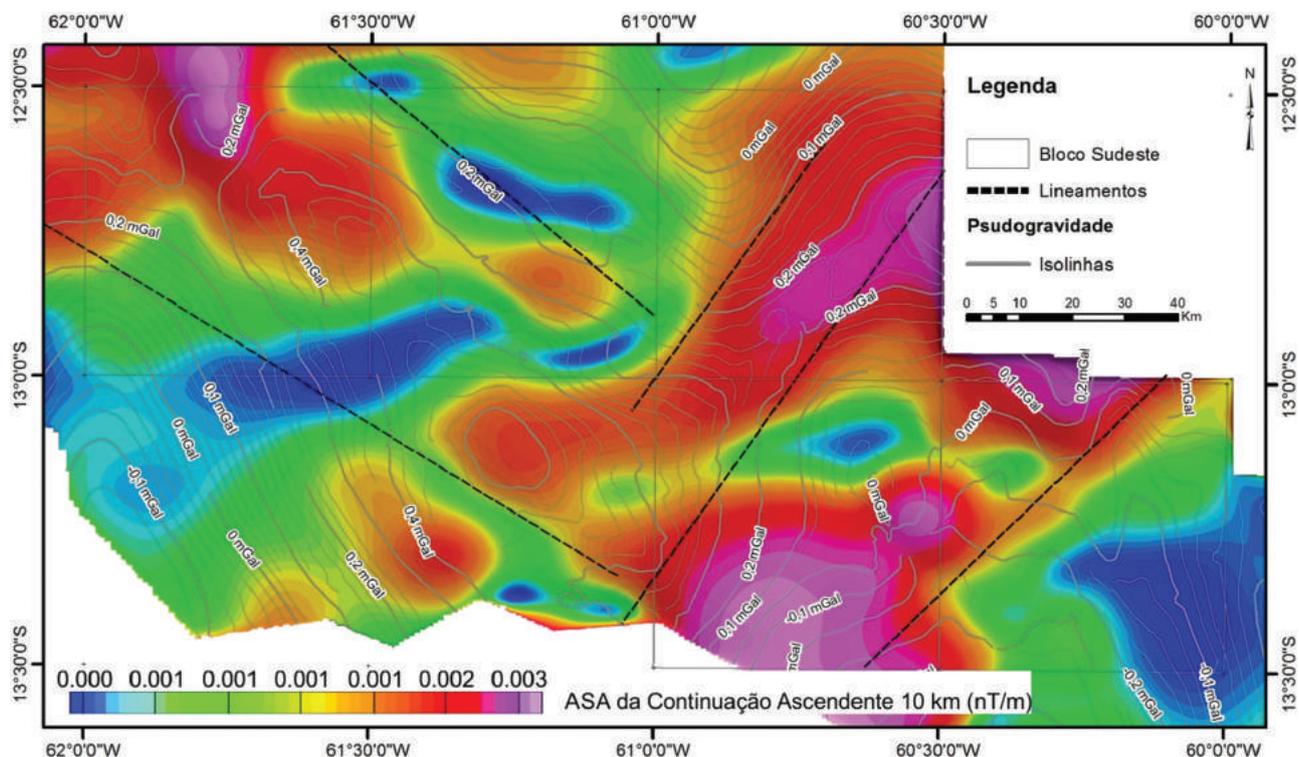


Figura 5.16. Mapa da imagem integrada da continuação ascendente a 10.000m com as isolinhas da pseudogravidade.

tos. De tal modo, este mapa foi elaborado a partir da análise dos mapas apresentados anteriormente no tópico 4.3.2, tendo maior peso na interpretação as imagens ternárias de pseudo-cores e o mapa de Contagem Total. A forma de relevo, também considerada na interpretação, foi obtida através da imagem de relevo sombreado gerada a partir do modelo digital de elevação Topodata (Valeriano et al. 2009). Como produto final, foram individualizados doze domínios gamaespectrométricos distintos, classificados em Alto, Médio e Baixo quanto às concentrações equivalentes de potássio, tório e urânio (Figura 5.17). A cor utilizada para representar os domínios procurou ser similar a relação de cores inicial do mapa ternário RGB (K, eTh, eU).

O domínio 1 representa unidades radiométricas com alta concentração nos três radioelementos, à exemplo das zonas externas dos *plútons* Cerejeiras e Alto Escondido, assim como xistos e paragneisses do Complexo Colorado mesclados à injeções graníticas concordantes com a foliação metamórfica. O domínio 2 representa unidades enriquecidas em K e eTh, porém empobrecidas em eU. Esta resposta é característica do núcleo dos *plútons* Cerejeiras e Alto Escondido. O domínio 3 representa unidades radiométricas enriquecidas em K e eTh e moderadamente empobrecidas em eU. Representa unidades da bacia a noroeste da área de trabalho, assim como drenagens largas carreando grande quantidade de sedimentos (vale do Rio Escondido). O domínio 4 representa unidades radiométricas enriquecidas

em K e eU e empobrecidas em eTh, correspondendo aos tons magenta no mapa ternário RGB (Figura 5.12A). O domínio 5 representa unidades enriquecidas em K e empobrecidas nos demais radioelementos. O domínio 6 representa unidades enriquecidas em K e eU, com concentrações intermediárias de eTh. Os domínios 7 e 8 representam unidades enriquecidas em eTh, porém variando em relação aos demais elementos. Estes domínios juntos cobrem a maior parte da área de trabalho e podem ser atribuídos a coberturas fanerozoicas da bacia do Guaporé (porção sudoeste da área de trabalho), assim como às rochas da formação Utiariti. O domínio 9 representa unidades enriquecidas em eU e empobrecidas nos demais elementos. Ocorre em regiões na borda da Bacia do Guaporé e em algumas rochas do Complexo Trincheira. O domínio 10 representa unidades radiométricas empobrecidas nos três radioelementos e recobre rochas máficas e ultra-máficas do Complexo Trincheira, rochas sedimentares da Bacia do Parecis e terrenos alagados na planície do Guaporé. O domínio 11 representa rochas empobrecidas em K e com concentrações medianas de eTh e eU. Este domínio possui rochas e coberturas do norte da área de trabalho e coincide com exposições de basaltos da formação Anari e com o solo oroginário desta rocha. O domínio 12, último entre os individualizados, também apresenta reposta intermediária em eTh e eU, porém com uma assinatura textural distinta do último domínio, motivo utilizado para individualizá-lo.

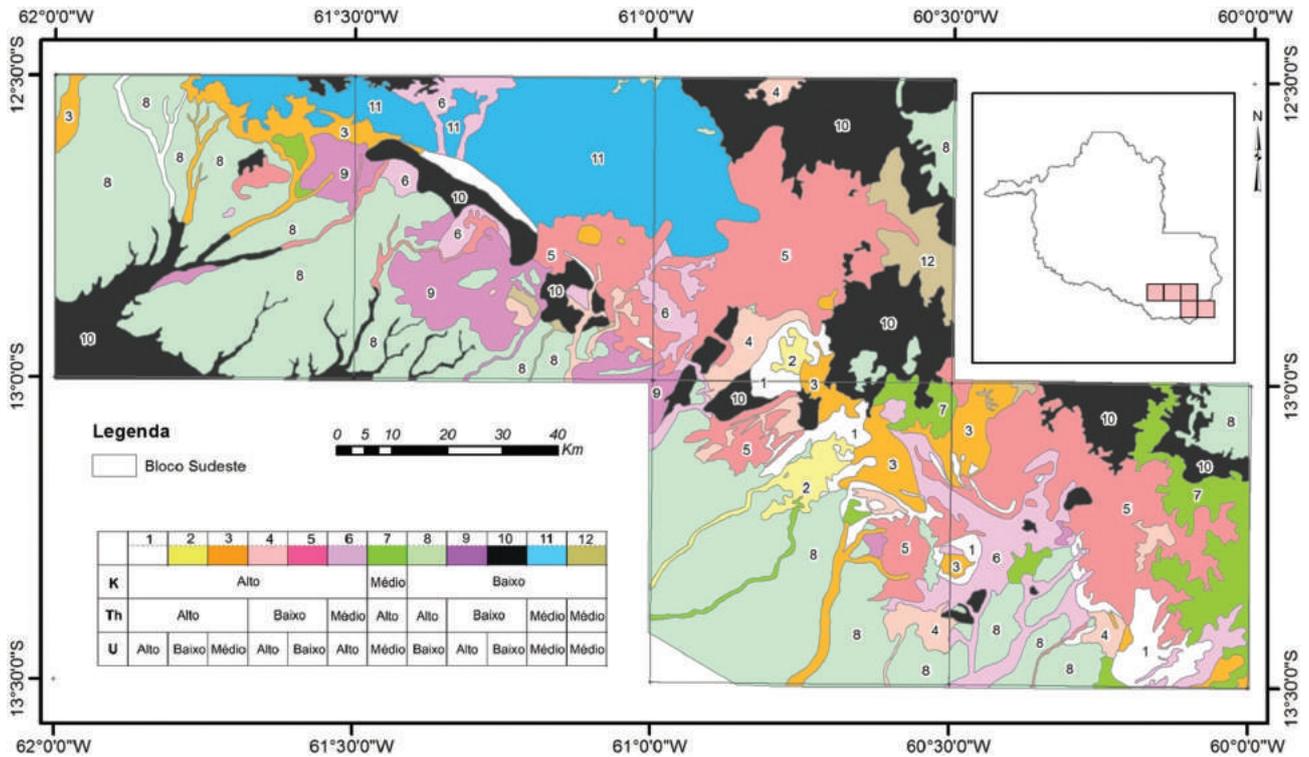


Figura 5.17. Mapa de domínios gamaespectrométricos das Folhas que compõem a área de trabalho. Ao lado, a tabela resumo com a classificação de cada domínio individualizado.

A partir da análise conjunta dos domínios e das formas de relevo, as unidades radiométricas foram classificadas como correspondentes a resposta derivada de rochas do embasamento e rochas e sedimentos da “cobertura fanerozoica” (Figura 5.18). De modo geral, os domínios gamaespectrométricos

correspondentes à porção de rochas do embasamento cristalino apresentam uma estruturação preferencial de acordo com tendências direcionais NW-SE e NNE-SSW. Tal tendência também está presente nos domínios e lineamentos magnéticos interpretados anteriormente.

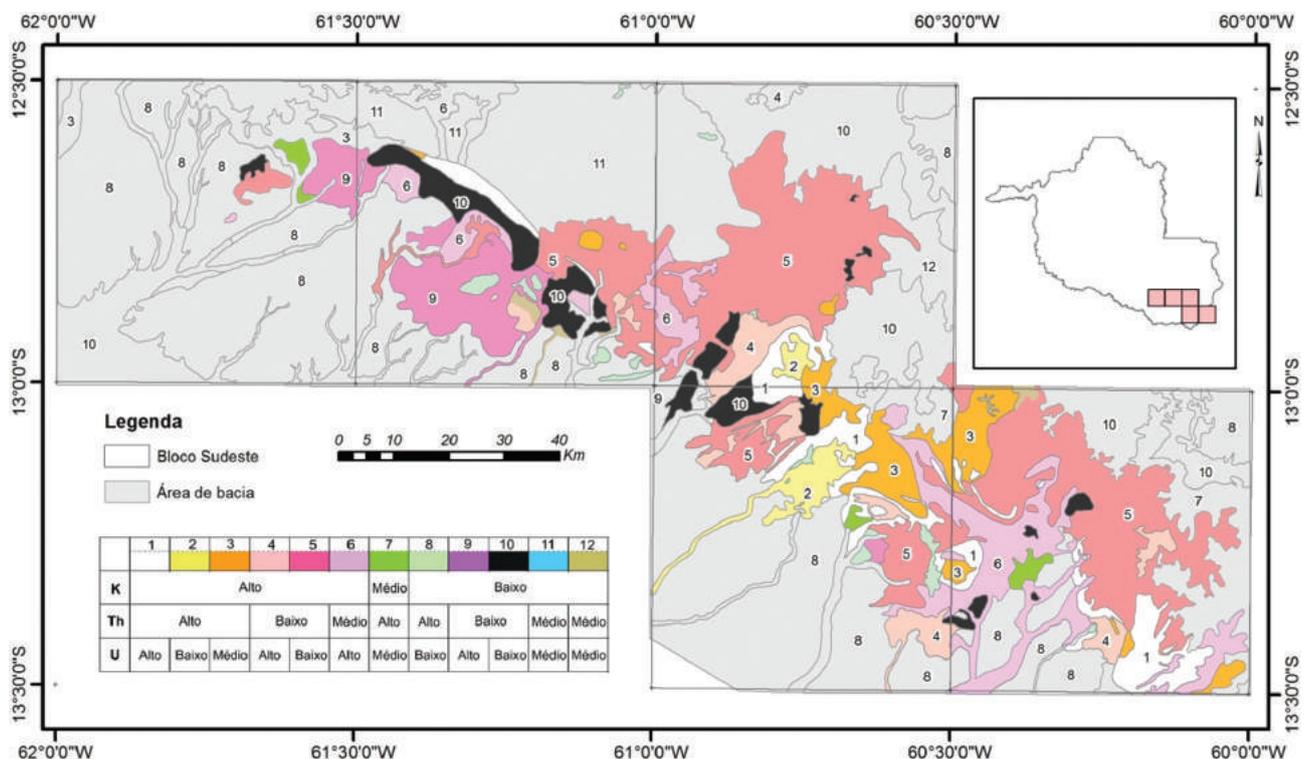


Figura 5.18. Mapa dos domínios gamaespectrométricos reclassificados quanto a correspondentes a resposta de rochas “cristalino” e “área de bacia” (em cinza).

6 – GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

Cassiano C. Castro; Wilson L. de Oliveira Neto

6.1. Introdução

Neste levantamento foram coletadas 586 amostras de sedimentos de corrente (SC) e 598 de concentrados de bateia (CB), em aproximadamente 11.550km², obtendo-se uma densidade média aproximada de uma amostra por 19km² para ambos os métodos. A cobertura da amostragem geoquímica foi calculada subtraindo-se da área total do Bloco Sudeste a área das reservas indígenas Lagoa dos Brincos, Vale do Guaporé, Rio Mequéns, Tubarão Latundê e Rio Omerê e do Parque Estadual Corumbiara onde não foram coletadas amostras (Figura 6.1).

As coletas foram realizadas preferencialmente nas estações previamente planejadas no escritório. Nos casos em que os locais de coleta, por diversas razões, não foram favoráveis ou acessíveis, cancelou-se ou mudou-se o ponto de coleta para o melhor local possível.

Na área de trabalho já foram realizados pela CPRM quatro projetos. Destes, dois são projetos

geoquímicos históricos, Projeto Platina (Romanini, 2000) e Projeto Sudeste de Rondônia (Pinto Filho et al., 1977) e os outros dois foram feitos recentemente dentro do Programa Cartografia da Amazônia no Projeto Geologia e Recursos Mineraias das Folhas Pimenteiras (Rizzotto, 2010) e Vilhena (Rizzotto, 2012).

Somente o Projeto Sudeste de Rondônia possui amostras cadastradas no GEOBANK, compreendendo 65 análises semi-quantitativas e por espectrografia de absorção atômica para os elementos Cu, Pb, Zn e Au de concentrados de bateia, 191 análises de sedimentos de corrente por espectrografia de emissão semi-quantitativa para 30 elementos e 23 análises químicas de rocha por fluorescência de raios-x. Todos estes pontos ocorrem distribuídos nas Folhas Igarapé Xipingal, Rio Tanarú e Porto Triunfo. Estes dados não foram aproveitados por este projeto devido ao grande deslocamento que as estações de amostragem possuem e devido aos métodos analíticos, considerados ultrapassados nos dias atuais.

O Projeto Geologia e Recursos Mineraias da Folha Pimenteiras Rizzotto (2010) utilizou uma bai-

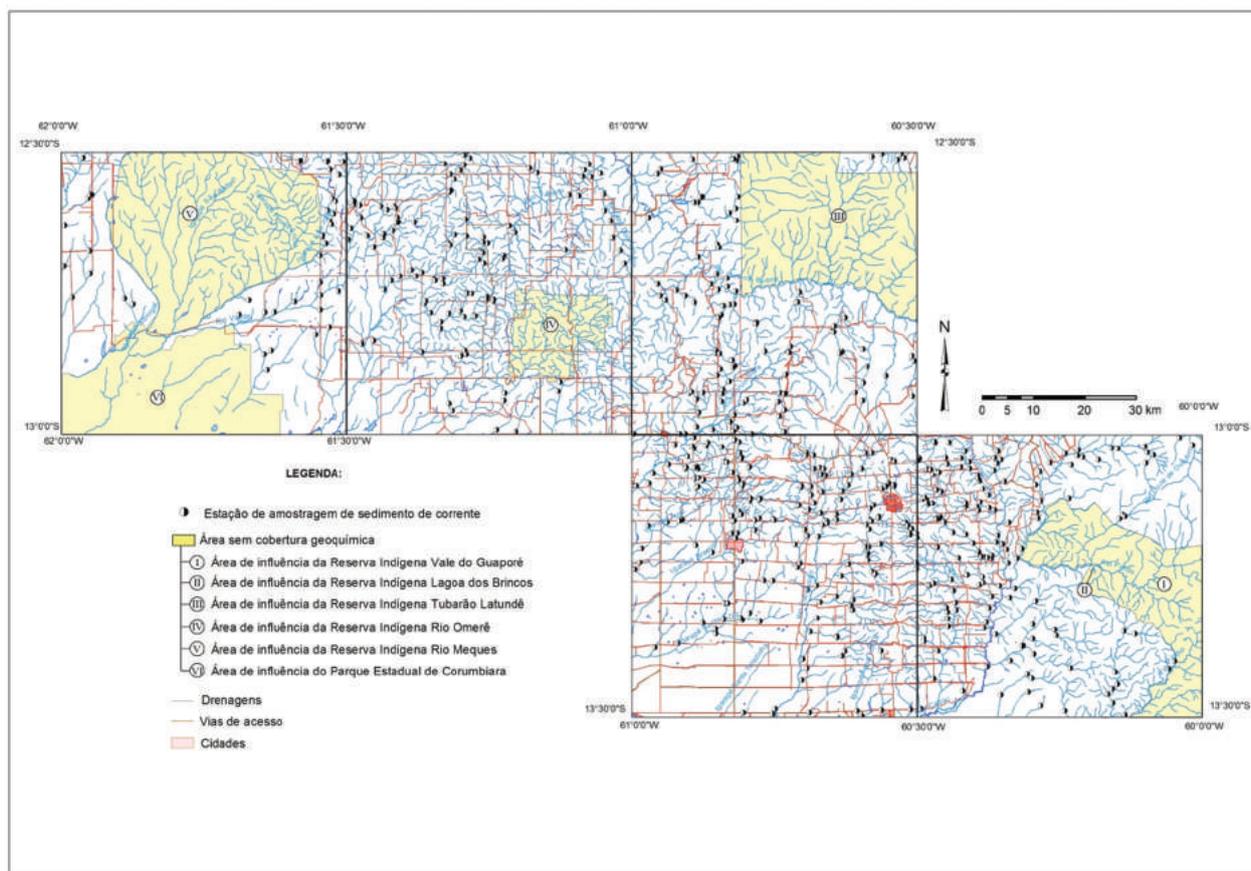


Figura 6.1. Área de cobertura geoquímica com as estações de amostragem realizadas neste projeto.

xa densidade de amostragem geoquímica, coletando apenas 39 amostras de sedimento de corrente/concentrado de bateia em uma área de 18.000 km². Estas estações de amostragem encontram-se distribuídas somente nas Folhas Rio Escondido e Ilha do Porto.

6.2. MÉTODOS DE TRABALHO

A amostragem de sedimento de corrente foi do tipo composta. Foram coletadas de três a cinco porções da fração fina, depositada na calha principal da drenagem, com uma pá plástica. Ainda no campo, o sedimento foi peneirado a 1mm com uma peneira de náilon e, por fim, o material foi acondicionado em saco plástico devidamente identificado.

A fração fina foi destinada para análise química de 54 elementos (Ag, Al, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cu, Cr, Cs, Fe, Ga, Ge, Hf, Hg, In, K, La, Li, Lu, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Rb, Re, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Tb, Te, Th, Ti, Tl, U, V, W, Y, Yb, Zn, Zr) no SGS Geosol Laboratórios LTDA, onde as amostras foram peneiradas a 80 *mesh*, pulverizadas, digeridas com água régia e analisadas por ICP-OES e ICP-MS.

Os concentrados de bateia foram coletados nos leitos ativos das drenagens, em todas as amostras foram lavados 20 litros de material. Utilizou-se o jogo de peneiras com 8mm, 2mm, 1mm e 0,5mm de abertura, e coletou-se a fração retida em 0,5mm e o concentrado de bateia. Ambos os materiais foram acondicionados em um único saco plástico devidamente identificado.

As amostras de concentrado de bateia foram preparadas e analisadas no laboratório de preparação da Residência de Porto Velho (REPO), pertencente à rede LAMIN de laboratórios da CPRM-Serviço Geológico do Brasil.

A preparação das amostras em laboratório seguiu uma rotina pré-estabelecida (Figura 6.2). Todas as amostras sofreram análise mineralométrica quantitativa para partículas de ouro em lupa binocular (Figura 6.3).

Os resultados analíticos de sedimento de corrente e de concentrado de bateia constam no Sistema de Informações Geográficas-SIG que acompanha este informe mineral, em arquivo do tipo *Shapefile*.

6.3. RESULTADOS

6.3.1. Sedimentos de corrente

Os dados de sedimentos de corrente obedeceram a um processo de tratamento estatístico sequencial, realizado segundo as seguintes etapas:

1. Utilização de estatística univariada (sumário dos estimadores, histogramas, gráficos de probabilidade normal e gráficos *box & whiskers*). Análise da distribuição espacial dos elementos, cálculo e consistência das anomalias;
2. Utilização de estatística multivariada (matriz de correlação, análise de agrupamento e análise de principais componentes).

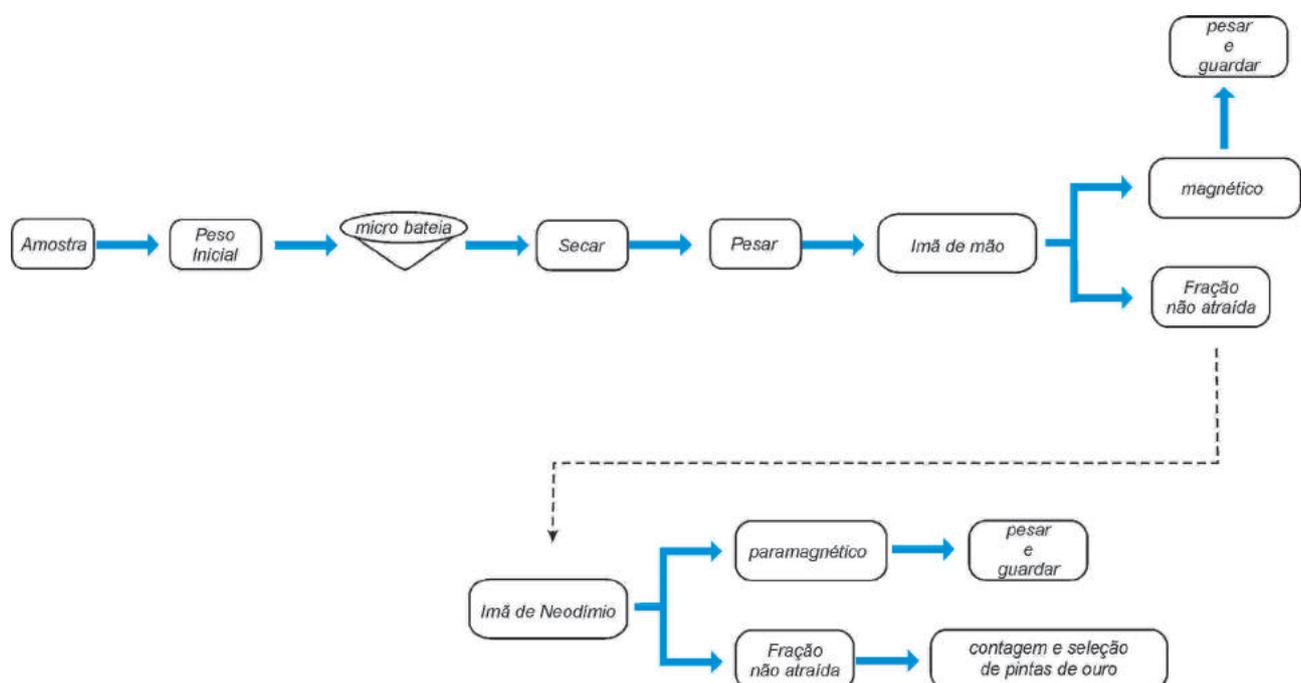


Figura 6.2. Fluxograma do processo de preparação de amostras em laboratório.

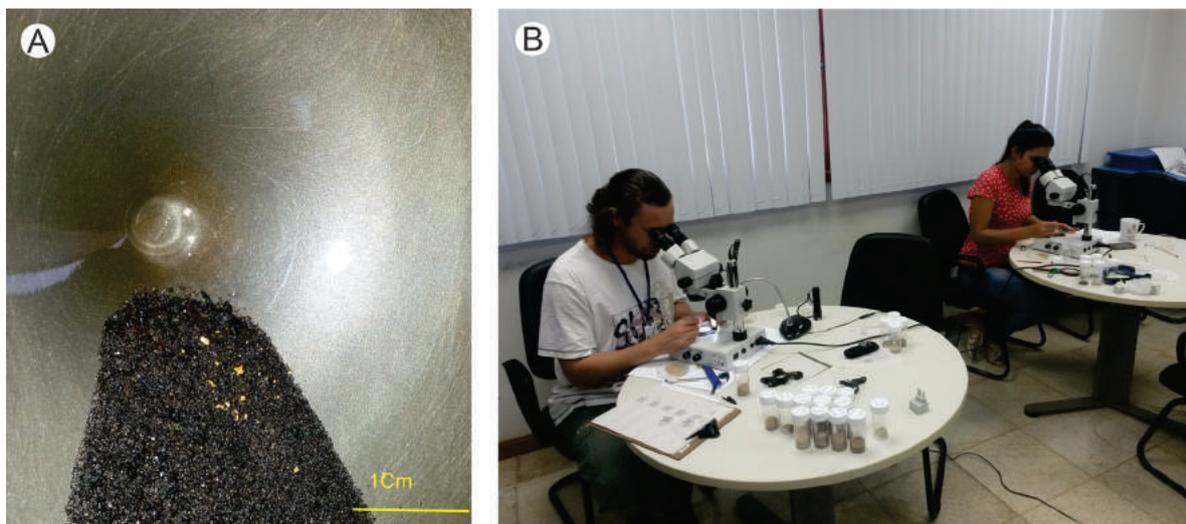


Figura 6.3. A) Amostra de concentrado de bateia após a etapa de microbateamento mostrando muitas partículas de ouro. B) Processo de catação de partículas de Au em lupa binocular no LAMIM-REPO.

Análise da distribuição espacial dos auto-valores resultantes da análise de principais componentes;

3. Interpretação dos dados tratados sobre uma base geológica com ênfase na litologia e no arcabouço estrutural.

6.3.1.1. Sumário dos estimadores e histogramas (Estatística Univariada)

A análise estatística das 586 amostras do Bloco Sudeste considerou os dados como uma população única representante da área total do projeto.

Os elementos Au, B e Re não foram detectados nas amostras analisadas neste projeto. Os teores de Ag, As, Ge, Hg, S, Sb, Se, Ta, Te e W possuem cerca de 70% ou mais dos dados abaixo dos respectivos limites de detecção. Os elementos As, Sb, Te, W e a Ag, devido à sua importância econômica ou por serem farejadores, foram considerados anômalos quando apresentaram teores acima do limite de detecção. Eles não serão considerados nos tratamentos estatísticos que exijam correlações de valores (estatística multivariada). Para os elementos Ge, Hg, S, Se e Ta é recomendável verificar a situação geológica dos locais onde estes teores ocorrem, para correlacioná-los com os resultados obtidos.

Os elementos Al, Co, Fe, Ga, La, Ni, Pb e Y foram detectados em todas as amostras.

Existe um grupo de 33 elementos (Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Cr, Cs, Cu, Hf, In, K, Li, Lu, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, P, Rb, Sc, Sn, Tb, Th, Ti, Tl, U, V, Yb, Zn e Zr) que possui até 30% dos dados, abaixo dos respectivos limites de detecção. Nestes casos, os teores abaixo do limite de detecção foram transformados pela multiplicação do limite inferior de detecção por 0,5.

Para se definir os limiares foi adotado o diagrama de *box & whiskers* (Figura 6.4) proposto por Tukey (1977). As anomalias de primeira ordem representam os limites superiores externos ($Q3+3[Q3-Q1]$) e as de segunda ordem representam os limites superiores internos ($Q3+1,5[Q3-Q1]$). A Tabela 6 1 apresenta o sumário estatístico dos 41 elementos selecionados.

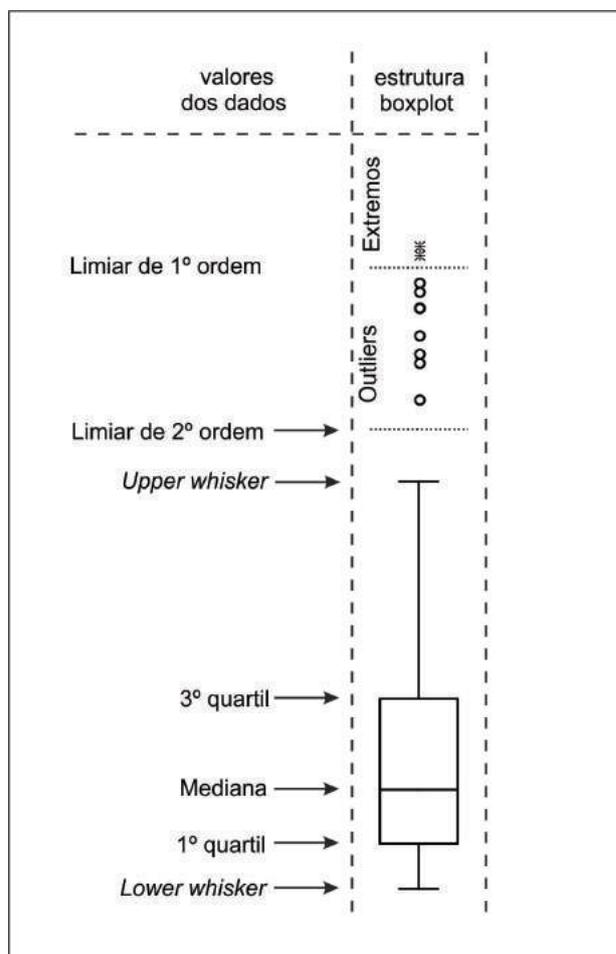


Figura 6.4. Gráfico *box & whiskers* utilizado para calcular os limiares de 1 e 2 ordens.

Elemento	Limite Inf.	Grau detecção	Abaixo Lim.	Mínimo	Máximo	Média arit.	Mediana	1° Quartil	3° Quartil	Desvio Padrão	Coefficiente de Variação (%)	Limiar de 2° Ordem (Q3+1,5[Q3-Q1])	Limiar de 1° Ordem (Q3+3[Q3-Q1])
Al-%	0,01	586/586	0	0,01	5,170	0,512	0,340	0,130	0,670	0,559	109	164,336	602,193
Ba-ppm	5	538/586	48	2,5	259	52,40	40	17	76	47,49	91	183,43	640,91
Be-ppm	0,1	341/586	245	0,05	1,30	0,20	0,10	0,05	0,30	0,20	99	148,64	544,88
Bi-ppm	0,02	414	172	0,010	1,080	0,047	0,040	0,010	0,060	0,061	130	194,886	714,541
Ca-%	0,01	483	103	0,005	0,990	0,086	0,040	0,010	0,120	0,113	131	196,067	718,839
Cd-ppm	0,01	396	190	0,005	0,560	0,028	0,020	0,005	0,030	0,048	171	256,832	941,687
Ce-ppm	0,05	582	0	0,800	1000	55,653	16,240	7,480	46,530	128,661	231	475,440	1657,504
Co-ppm	0,1	586	0	0,10	112,40	6,66	3,90	1,20	8,10	9,92	149	233,11	848,12
Cr-ppm	1	585	1	0,5	129	19,9	14	8,0	25	18	90	153,5	551,0
Cs-ppm	0,05	498	88	0,025	2,060	0,257	0,150	0,080	0,340	0,276	107	161,219	590,951
Cu-ppm	0,5	583	3	0,25	207,80	12,94	7,20	3,40	13,30	22,78	176	286,88	1036,69
Fe-%	0,01	586	0	0,190	14,890	1,874	1,410	0,720	2,330	1,825	97	147,968	541,334
Ga-ppm	0,1	586	0	0,20	21,00	2,70	1,90	1	3,40	2,79	103	157,77	576,62
Hf-ppm	0,05	313	273	0,025	3,800	0,137	0,060	0,025	0,150	0,278	203	304,745	1117,215
In-ppm	0,02	188	398	0,010	0,100	0,018	0,010	0,010	0,020	0,015	84	126,132	462,474
K-%	0,01	465	121	0,005	0,600	0,069	0,030	0,010	0,100	0,088	127	191,216	701,068
La-ppm	0,1	586	0	0,30	771,60	25,52	7,00	3,20	19,30	66,45	260	456,94	1631,16
Li-ppm	1	445	141	0,5	23,0	3,3	2	1	5	3,6	108	164,9	602,2
Lu-ppm	0,01	539	47	0,005	0,58	0,074	0,0600	0,0300	0,1000	0,0679	92	137,43	503,87
Mg-%	0,01	453	133	0,005	0,78	0,090	0,0400	0,0100	0,1300	0,1149	128	191,38	701,66
Mn-ppm	5	575	11	2,5	1979	405	338	130	580	340,7	84	466,8	1484,7
Mo-ppm	0,05	309	277	0,025	1,510	0,169	0,130	0,025	0,270	0,181	108	161,618	592,479
Na-%	0,01	283	303	0,005	0,160	0,016	0,005	0,005	0,020	0,018	113	169,520	621,561
Nb-ppm	0,05	529	57	0,025	1,990	0,388	0,340	0,180	0,520	0,297	76	115,041	421,619
Ni-ppm	0,5	586	0	0,60	65,70	5,96	3,10	1,70	6,80	8,03	135	210,15	765,21
P-ppm	50	372	214	25	950	130,5	88	25	187	133,6	102	287,1	963,7
Pb-ppm	0,2	586	0	0,50	39	4,79	4,05	2,60	5,70	3,72	78	120,24	438,41
Rb-ppm	0,2	540	46	0,10	47,30	5,43	2,50	0,80	7,40	7,08	131	202,88	739,17
Sc-ppm	0,1	583	3	0,05	56	4,15	2,7000	1,1000	5,1000	5,6569	136	210,15	766,76
Sn-ppm	0,3	285	301	0,15	2,80	0,37	0,15	0,15	0,50	0,32	86	130,05	476,63
Sr-ppm	0,5	561	25	0,25	82,40	5,96	3,95	1,90	7,80	7,08	119	185,43	675,18
Tb-ppm	0,02	562	24	0,010	8,030	0,429	0,200	0,090	0,420	0,790	184	276,855	1014,644
Th-ppm	0,1	580	6	0,05	281,40	9,80	2,70	1,10	7,60	25,17	257	410,28	1487,59
Ti-%	0,01	534	52	0,005	1,340	0,149	0,095	0,030	0,180	0,181	122	182,698	669,773
Tl-ppm	0,02	400	186	0,010	0,760	0,064	0,040	0,010	0,080	0,083	130	195,430	716,521
U-ppm	0,05	567	19	0,025	10,290	0,871	0,420	0,200	0,900	1,365	157	236,457	866,099
V-ppm	1	577	9	0,5	1042	47,6	23,5	9	46	94,9	200	394,3	1382,5
Y-ppm	0,05	586	0	0,140	80	7,417	4,760	2,010	8,790	9,485	128	201,300	731,775
Yb-ppm	0,1	508	78	0,05	3,90	0,53	0,40	0,20	0,70	0,50	93	139,43	510,91
Zn-ppm	1	565	21	0,5	199,0	21,2	15	6	29	22,5	106	181,6	650,9
Zr-ppm	0,5	583	3	0,25	150,30	8,99	6,70	4,10	10,70	10,81	120	191,09	693,46

Tabela 6.1: Sumário estatístico dos 41 elementos selecionados

O tratamento estatístico univariado revelou um total de 149 pontos anômalos de primeira ordem (Anexo 1). Para determinação das zonas anômalas seguiu-se os preceitos metodológicos, ou seja, anomalias que representem duas ou mais bacias contíguas constituem uma zona anômala.

Através da verificação da distribuição geográfica das anomalias de primeira ordem foi possível delimitar as zonas anômalas (I) $Cu \pm Ni \pm Fe \pm V$; (II) $Co \pm Cr \pm Cu \pm Fe \pm Ni \pm Sc \pm V \pm Al \pm Ga$ e (III) $Ce \pm La \pm P \pm Th \pm U \pm Y \pm Yb \pm Nb \pm Tb \pm Zr \pm Hf$. As demais anomalias foram interpretadas como anomalias pontuais (Figura 6.5).

A zona anômala (I) $Cu \pm Ni \pm Fe \pm V$ ocupa uma área de aproximadamente 135 km² na porção noroeste da folha Rio Tanaru. Ela é composta por bacias

que drenam arenitos ortoquartzíticos e conglomerados da Formação Rio Ávila e quartzo arenitos, conglomerados, siltitos e argilitos da Formação Fazenda da Casa Branca.

A zona anômala (II) $Co \pm Cr \pm Cu \pm Fe \pm Ni \pm Sc \pm V \pm Al \pm Ga$ ocupa uma área de aproximadamente 158 km² na porção leste da folha Rio Tanaru. Ela é composta por bacias que drenam exclusivamente basaltos, diabásios e gabros da Formação Anari.

A zona anômala (III) $Ce \pm La \pm P \pm Th \pm U \pm Y \pm Yb \pm Nb \pm Tb \pm Zr \pm Hf$ ocupa uma área de aproximadamente 628 km² da porção central até o norte da folha Rio Escondido. Ela é constituída por bacias que drenam doze unidades mapeadas. Contudo, entende-se que a Suíte Intrusiva Cerejeiras e a Suíte Intrusiva

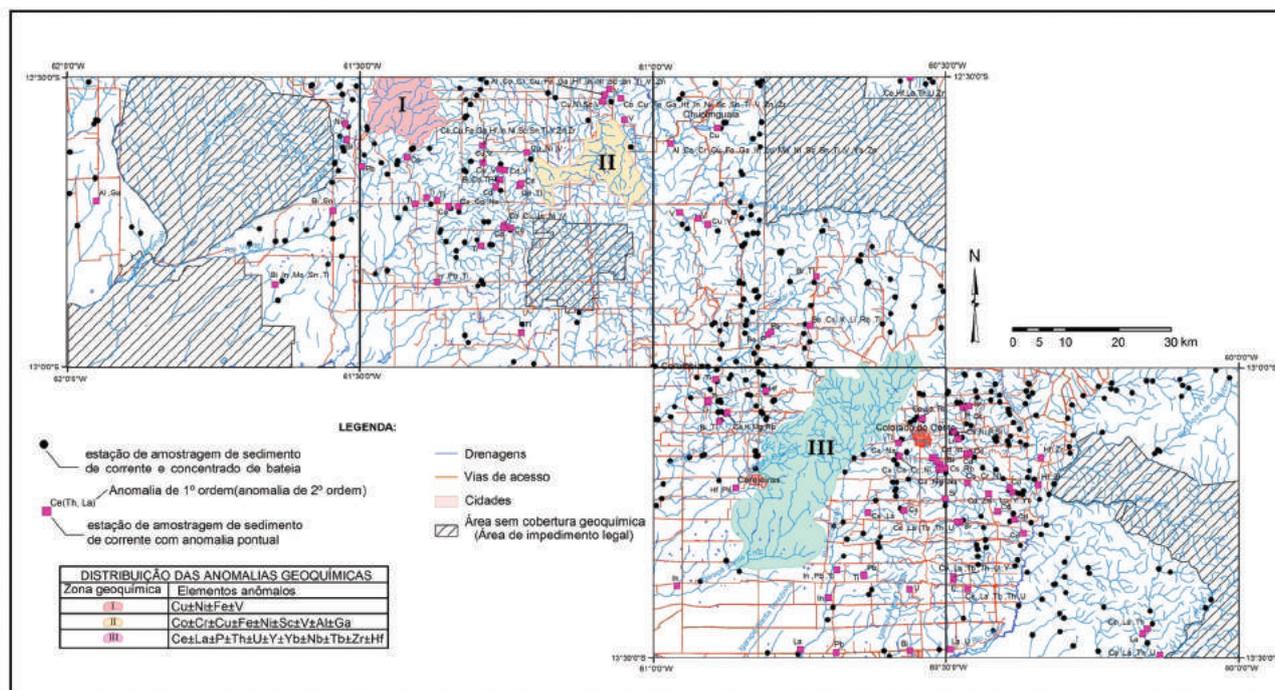


Figura 6.5. Mapa de zonas geoquímicas anômalas e anomalias pontuais do Bloco Sudeste.

Alto Escondido são responsáveis por esta assinatura geoquímica, em razão de essa ser uma assinatura geoquímica de rochas graníticas.

6.3.1.2. Estatística Multivariada

6.3.1.2.1. Correlação e análise de agrupamentos

Utilizou-se a correlação linear com o índice de Pearson (r) para estudar as relações dos 41 elementos selecionados. Na matriz de correlação (Figura 6.6) foram adotados os seguintes intervalos de correlação: correlação nula (zero); fraca (zero-0,3); regular (0,3-0,8); forte (0,8-0,9); muito forte (0,9-1) e correlação perfeita (1).

Quando estes valores apresentam-se negativos indicam uma correlação inversa. Na matriz de correlação foram destacadas somente as correlações perfeitas, muito fortes e fortes, permitindo assim, um melhor entendimento para a interpretação dos dados.

O primeiro enfoque numa matriz de correlação de dados geoquímicos é estudar a influência dos processos de adsorção pelos óxidos de Fe e Mn e por matéria orgânica. Principalmente por se estar trabalhando numa área de clima de floresta tropical, onde o fenômeno de adsorção é muito intenso.

Para se verificar a influência dos óxidos de Fe e Mn na concentração dos elementos metálicos nos sedimentos de drenagem deve-se examinar as correlações destes com os demais elementos metálicos na matriz de correlação. O Mn não apresenta

correlação notável com os elementos Cu, Pb e Zn. O Fe apresenta correlação com os elementos Co-Cr-Ni-Sc-V-Zn ($>0,90$). Nota-se que ambos os elementos não apresentam um comportamento na matriz de correlação indicando processo de adsorção de íons metálicos. O comportamento do Fe reflete uma afinidade geoquímica com elementos liotófilos. Segundo Licht (1999), a taxa de adsorção dos metais pela matéria orgânica é equivalente a dos óxidos hidratados de Fe e Mn.

Outras correlações que se destacam na matriz são: associação Co-Cr-Fe-Ni-Sc-V-Zn-Al-Ga, associação Ba-Mg-Rb-Sr-Ca-K e associação Ce-La-Th-U-Y-Yb-Tb, todas com correlação $>0,90$.

A partir da matriz de correlação aplicou-se a análise de agrupamento utilizando o índice de Pearson (r) como fator. Elaborou-se um dendograma com os 41 elementos selecionados (Figura 6.7) e outro com 22 elementos com correlação entre 0,8 e 1 (Figura 6.8).

6.3.1.2.2. Análise de Principais Componentes

No Bloco Sudeste utilizou-se análise de principais componentes para a definição das zonas geoquímicas anômalas. Esta técnica tem por objetivo simplificar a descrição de um conjunto de variáveis inter-relacionadas. Dos 50 elementos analisados somente 38 foram submetidos à análise de principais componentes. Estes elementos foram selecionados devido à sua correlação ($>0,60$) em uma matriz de correlação de valores normalizados.

Elemento	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4	Fator 5
Al-%	0,70	0,05	0,52	0,12	-0,01
Ba-ppm	0,43	0,13	0,81	0,03	-0,03
Be-ppm	0,48	0,08	0,75	0,14	-0,12
Bi-ppm	0,08	-0,01	0,07	0,83	0,08
Ca-%	0,27	0,03	0,76	-0,14	0,45
Cd-ppm	0,25	-0,04	0,38	0,25	-0,02
Ce-ppm	-0,06	0,98	0,07	-0,01	-0,03
Co-ppm	0,93	-0,01	0,21	0,01	0,07
Cr-ppm	0,73	0,07	0,42	0,09	0,23
Cs-ppm	0,28	0,06	0,80	0,23	-0,21
Cu-ppm	0,91	-0,01	0,01	0,03	-0,05
Fe-%	0,93	0,04	0,26	0,05	0,12
Ga-ppm	0,88	0,13	0,31	0,16	-0,02
In-ppm	0,71	0,20	-0,01	0,48	0,20
K-%	0,02	0,23	0,89	0,11	-0,10
La-ppm	-0,06	0,98	0,01	0,01	0,01
Li-ppm	0,29	0,12	0,85	0,13	-0,16
Lu-ppm	0,63	0,50	0,44	0,05	0,13
Mg-%	0,29	0,05	0,89	0,00	0,13
Mn-ppm	0,69	0,05	0,40	0,04	0,31
Na-%	0,06	0,11	0,73	-0,12	0,45
Ni-ppm	0,89	0,01	0,33	0,00	0,01
P-ppm	0,25	0,53	0,58	0,01	0,17
Pb-ppm	0,11	0,54	-0,05	0,47	0,39
Rb-ppm	0,08	0,18	0,90	0,16	-0,19
Sc-ppm	0,95	0,05	0,21	0,05	0,05
Sn-ppm	0,62	0,15	0,04	0,57	0,15
Sr-ppm	0,15	0,05	0,81	-0,12	0,23
Tb-ppm	0,05	0,98	0,12	0,01	-0,01
Th-ppm	-0,07	0,98	0,01	0,02	0,00
Ti-%	0,42	0,15	-0,08	0,18	0,66
Tl-ppm	0,09	0,05	0,51	0,65	-0,23
U-ppm	-0,03	0,89	0,26	0,03	-0,05
V-ppm	0,94	0,00	0,00	0,03	0,04
Y-ppm	0,27	0,90	0,26	0,01	-0,01
Yb-ppm	0,59	0,57	0,43	0,04	0,12
Zn-ppm	0,80	0,06	0,45	0,12	0,06
Zr-ppm	0,22	0,73	-0,02	0,09	0,24
Auto-valores	10,91	7,39	9,22	2,23	1,62
Variância Total	28,72	19,45	24,26	5,88	4,26

Tabela 6.2: Segregação de fatores pela análise de principais componentes.

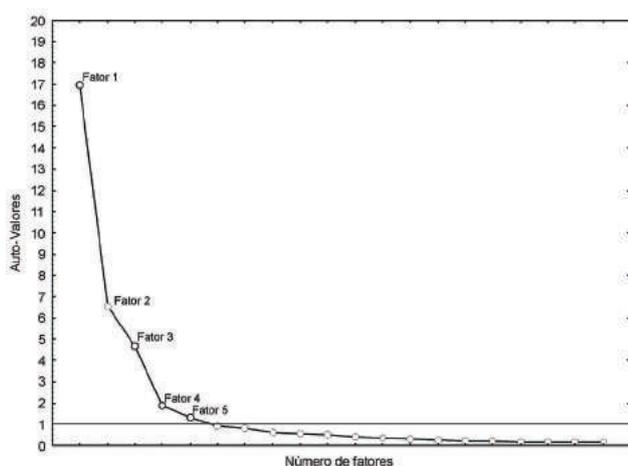


Figura 6.9. Gráfico Scree para determinação da quantidade de fatores relevantes para análise, mostrando a linha tracejada como limite para os fatores relevantes (critério de Kaiser).

ordem dentro da zona anômala II. E os elementos Al-Ga marcam um processo de laterização que se formou sobre a Formação Anari. A análise de agrupamentos também mostrou uma correlação muito forte (>0,90) entre os elementos da associação Co-Cr-Fe-Ni-Sc-V-Zn-Al-Ga.

O fator 2, responsável por 17,18% da variância das amostras, é composto pela associação Ce-La-Tb-Th-U-Y-Zr (Figura 6.11). Esta associação também pode ser observada na estatística univariada na zona anômala III. Esta associação de elementos também mostrou uma correlação muito forte (>0,90).

O fator 3, responsável por 12,26% da variância das amostras, é composto pela associação Ba-Be-Ca-Cs-K-Li-Mg-Na-Rb-Sr (Figura 6.12). Esta associação também não gerou zonas anômalas na estatística univariada, contudo, aparece na análise de agrupamentos com correlação muito forte (acima de 0,90) entre os elementos Ba-Mg-Rb-Sr-Ca-K.

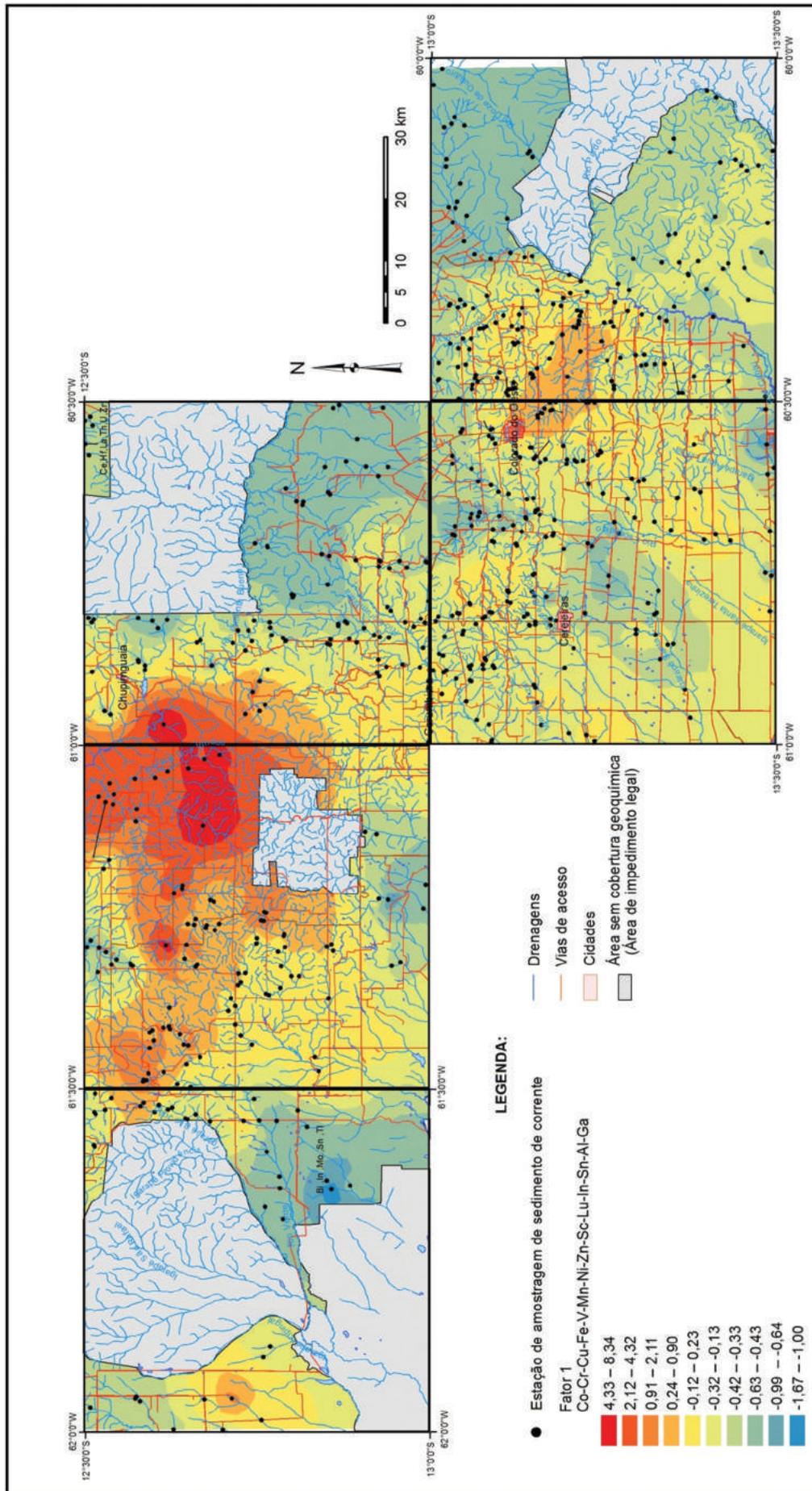


Figura 6.10. Mapa de interpolação dos autovalores da análise de principais componentes para o Fator 1 do Bloco Sudeste.

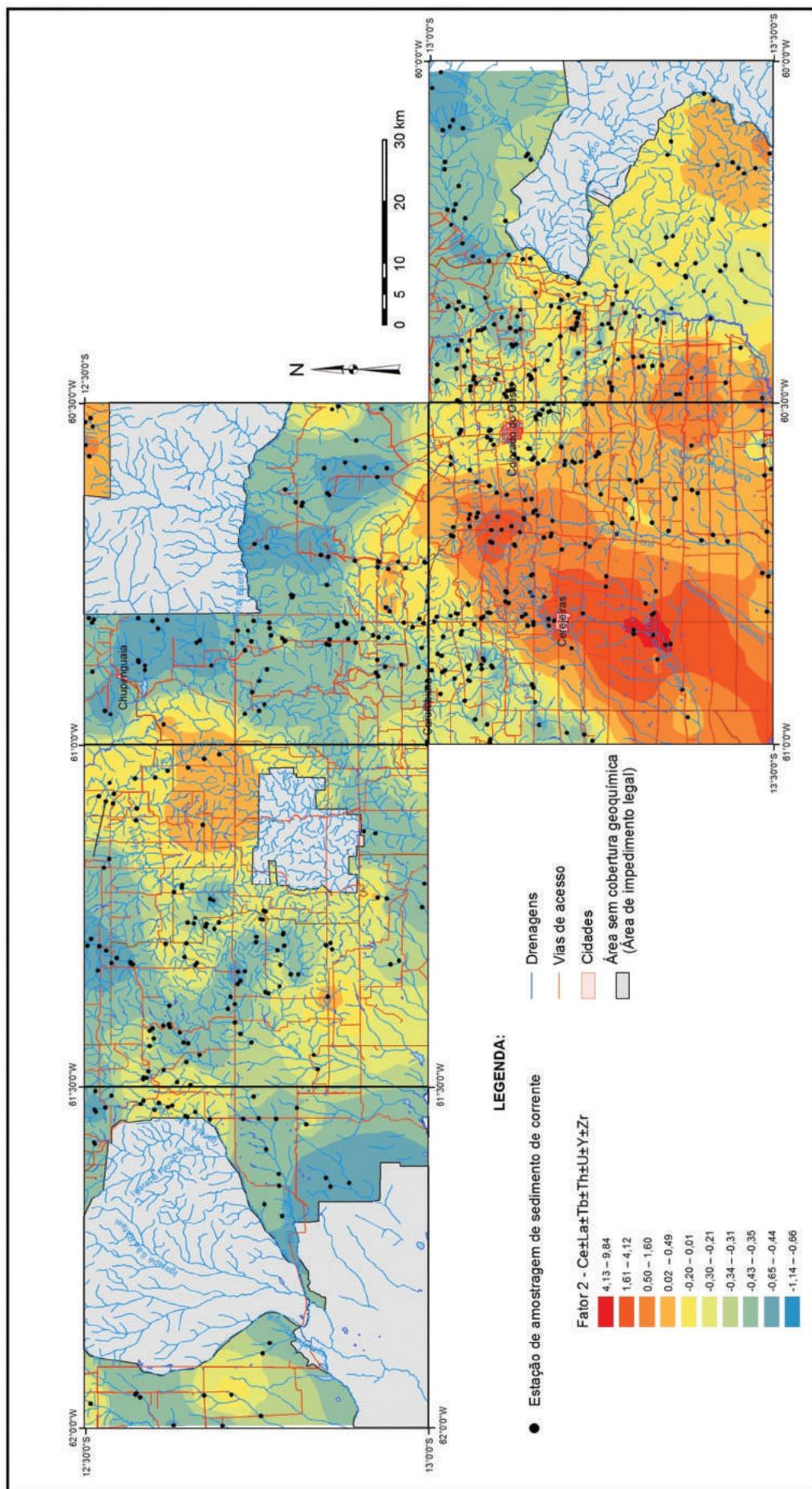


Figura 6.11. Mapa de interpolação dos autovalores da análise de principais componentes para o Fator 2 do Bloco Sudeste.

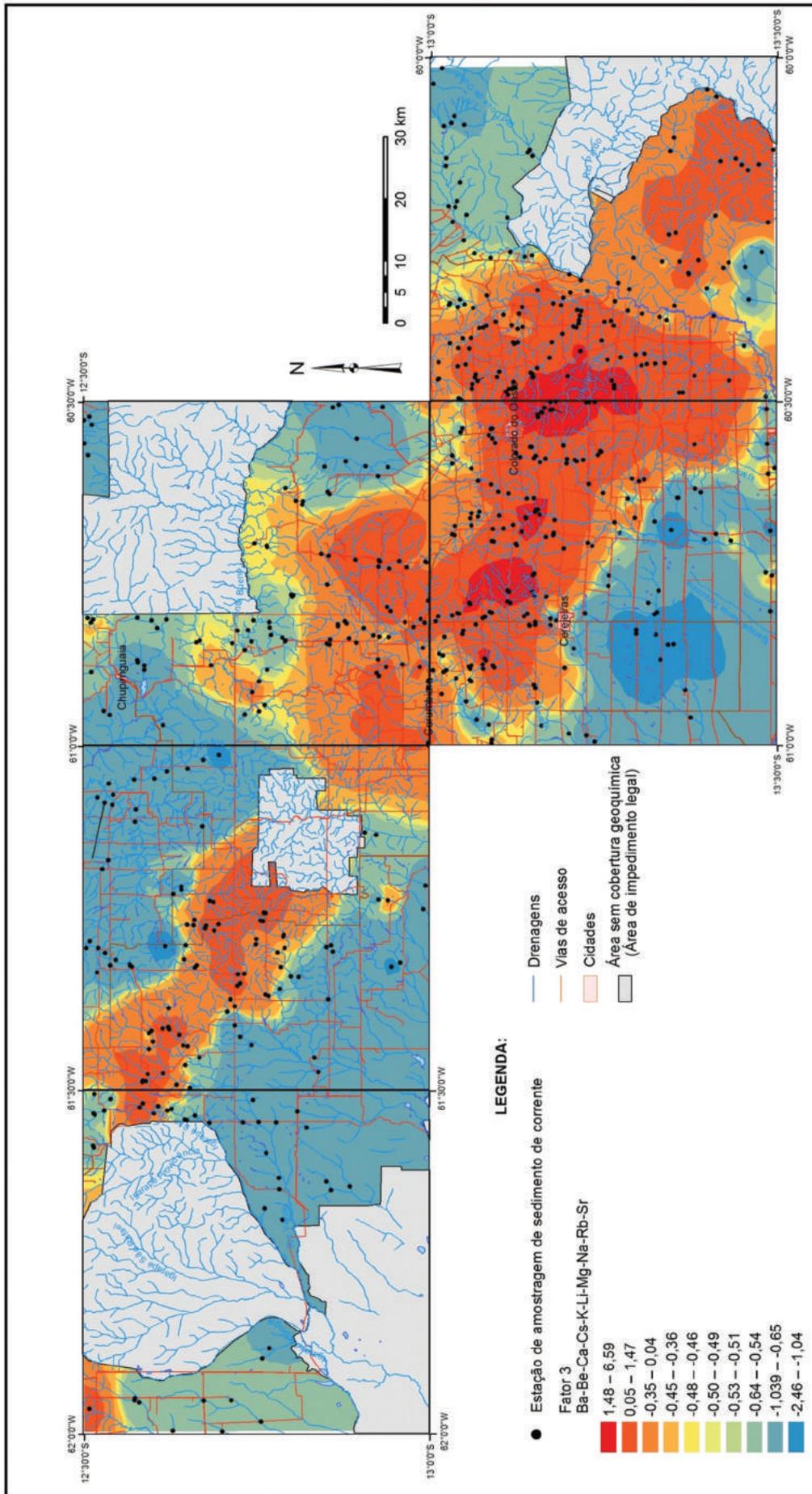


Figura 6.12. Mapa de interpolação dos autovalores da análise de principais componentes para o Fator 3 do Bloco Sudeste.

6.3.2. Concentrado de bateia

Dos 598 concentrados de bateia coletados neste projeto, em 103 pontos foi detectada a presença de pintas de ouro (Figura 6.13). Os grãos de ouro foram contabilizados e classificados com relação ao seu tamanho (Tabela 6.3), em três classes (Figura 6.14, Figura 6.15 e Figura 6.16): em grãos pequenos, os de tamanho menor que 0,5mm; em grãos médios, os com tamanho entre 0,5 e 1mm; e em grãos grandes, os maiores que 1mm. Como resultado principal dessa etapa de análise dos concentrados de bateia para ouro foram identificadas duas principais áreas de ocorrência.

A primeira e mais expressiva está localizada nas proximidades da cidade de Colorado do Oeste, se estendendo a sudeste (Figura 6.17). Esta bacia é o resultado do agrupamento de regiões em que as amostras apontaram a presença de pintas de ouro. Devido à sua grande extensão, esta bacia dre-na uma gama de unidades da Faixa Alto Guaporé: o Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira, a unidade mais expressiva da área e onde estão concentradas as amostras que apresentaram os melhores resultados, as unidades metapelítica, metapsamítica e fer-

romanganesífera do Complexo Colorado, suas sequências intrusivas associadas, bem como as unidades sedimentares da bacia dos Parecis, formações Rio Ávila e Utiariti. A configuração estrutural da bacia delimitada é marcada por um *trend* principal de foliação a NW-SE com falhas de empurrão e zonas de cisalhamento transpressivas que cortam toda a bacia. O melhor resultado encontrado apresentou 125 pintas, em amostra (4212-BA-B-2448) coletada próximo ao contato entre o Complexo Trincheira e a Suíte Intrusiva Igarapé Enganado. Outra amostra (4212-FS-B-1241), que apresentou 74 pintas, está associada a uma drenagem que tem suas nascentes nas unidades do Complexo Trincheira, mas durante seu desenvolvimento corta as unidades metapelíticas, metapsamíticas e ferromanganesíferas do Complexo Colorado. Este ponto está localizado a cerca de 1,5 km do garimpo paralizado do Zé Goiano onde já havia sido identificado ouro livre em mineralização associada a veios de quartzo com turmalina e sulfetos.

Outras amostras que apresentaram bons resultados dentro dessa sub-bacia têm suas áreas de captação associadas quase que exclusivamente as rochas do Complexo Trincheira com zonas de cisalhamento transpressivas.

N CAMPO	N LAB	UTM X	UTM Y	P (<0,5mm)	M (>0,5 e <1mm)	G (>1mm)	Total
4212-AC-B-2335	KCP035	735360	8590892	2	2	4	8
4212-BA-B-2332	KCP079	745215	8569982	3	2	0	5
4212-AC-B-2354	KCP054	689467	8588765	0	4	3	7
4212-AC-B-2356	KCP056	690851	8588679	1	0	0	1
4212-AC-B-2359	KCP059	686719	8589904	0	2	0	2
4212-DC-B-2596	KCP135	685481	8617018	0	0	0	4
4212-DC-B-2597	KCP136	686532	8616402	1	0	0	1
4212-DC-B-2612	KCP147	689031	8595859	1	0	0	1
4212-DC-B-2614	KCP149	692823	8597248	0	1	0	1
4212-DC-B-2615	KCP150	692543	8596729	1	0	0	1
4212-FS-B-1154	KCP181	713217	8603940	1	0	0	1
4212-FS-B-1155	KCP182	712012	8609186	1	0	0	1
4212-FS-B-1159	KCP186	671951	8607050	6	0	0	6
4212-FS-B-1163	KCP190	672505	8603844	0	2	0	2
4212-AC-B-2369	KCP069	677138	8578468	1	0	0	1
4212-AC-B-2375	KCP213	676079	8593349	1	4	0	5
4212-AC-B-2382	KCP220	679771	8592482	7	3	3	13
4212-AC-B-2383	KCP221	736506	8541695	0	1	0	1
4212-AC-B-2387	KCP225	729004	8540386	1	0	0	1
4212-AC-B-2390	KCP228	729365	8555681	6	4	0	10
4212-AC-B-2391	KCP229	728973	8555472	3	0	0	3
4212-AC-B-2394	KCP232	728790	8559260	6	0	0	6
4212-BA-B-2384	KCP268	737937	8552260	2	0	0	2
4212-BA-B-2404	KCP288	734445	8556645	1	0	0	1
4212-BA-B-2406	KCP290	731100	8559752	2	0	0	2
4212-BA-B-2407	KCP291	731405	8560408	20	0	0	20
4212-DC-B-2619	KCP154	682296	8599733	22	7	8	37
4212-AC-B-2411	KCP249	743273	8507262	3	2	0	32
4212-AC-B-2424	KCP397	764517	8551133	2	0	0	2
4212-AC-B-2427	KCP400	766808	8551551	6	0	0	6
4212-AC-B-2428	KCP401	766696	8551858	3	2	1	6
4212-AC-B-2429	KCP402	766274	8556637	1	0	0	1
4212-AC-B-2435	KCP408	751011	8550007	46	4	1	51
4212-AC-B-2438	KCP411	752740	8555277	1	0	0	1
4212-AC-B-2450	KCP423	774881	8554301	1	0	0	1
4212-BA-B-2409	KCP293	726383	8545342	1	0	0	1
4212-BA-B-2410	KCP294	725897	8545151	2	0	0	2
4212-BA-B-2413	KCP297	734110	8559498	2	0	0	2
4212-BA-B-2414	KCP298	728815	8561447	1	0	0	1
4212-BA-B-2415	KCP299	728525	8559698	2	0	0	2
4212-BA-B-2418	KCP302	720946	8554483	1	0	0	1
4212-BA-B-2424	KCP444	718394	8537059	2	0	0	2
4212-BA-B-2936	KCP629	751627	8547262	1	0	0	1
4212-BA-B-2448	KCP468	779430	8511363	24	51	5	125
4212-BA-B-2461	KCP481	791809	8511025	1	0	0	1
4212-BA-B-2464	KCP484	807900	8508636	13	0	3	16
4212-DC-B-2669	KCP320	752542	8548998	2	0	0	2
4212-DC-B-2674	KCP325	755603	8522249	2	0	0	2
4212-DC-B-2677	KCP328	757061	8519367	1	0	0	1
4212-DC-B-2693	KCP344	659769	8604202	2	0	0	2
4212-DC-B-3286	KCP492	777453	8533117	6	0	2	8
4212-DC-B-3291	KCP497	783407	8533558	3	0	0	3

N CAMPO	N LAB	UTM X	UTM Y	P (<0,5mm)	M (>0,5 e <1mm)	G (>1mm)	Total
4212-DC-B-3292	KCP498	783541	8532479	1	0	0	1
4212-DC-B-3294	KCP500	780485	8534050	2	1	1	4
4212-DC-B-3295	KCP501	784610	8527508	39	5	0	44
4212-DC-B-3296	KCP502	785180	8529765	1	2	0	12
4212-DC-B-3301	KCP507	776765	8525529	3	0	0	3
4212-DC-B-3306	KCP512	772175	8521131	1	0	0	1
4212-DC-B-3307	KCP513	791005	8520111	1	0	0	1
4212-DC-B-3310	KCP516	792761	8521452	1	0	0	1
4212-DC-B-3311	KCP517	810173	8522754	1	0	0	1
4212-FS-B-1199	KCP361	764060	8540285	4	0	0	4
4212-FS-B-1200	KCP362	764004	8540304	3	0	0	3
4212-FS-B-1203	KCP365	761724	8537147	1	0	0	1
4212-FS-B-1204	KCP366	762491	8534769	1	0	0	1
4212-FS-B-1205	KCP367	762953	8534241	3	1	0	4
4212-FS-B-1207	KCP369	762059	8545005	11	0	2	13
4212-FS-B-1208	KCP370	762409	8544736	2	1	0	3
4212-FS-B-1209	KCP371	761992	8543145	1	0	0	1
4212-FS-B-1215	KCP377	756904	8550710	13	0	0	13
4212-FS-B-1219	KCP381	748381	8547850	0	1	0	1
4212-FS-B-1222	KCP384	762905	8547889	1	0	0	1
4212-FS-B-1224	KCP386	762255	8547238	1	0	0	1
4212-FS-B-1225	KCP387	763826	8545580	1	0	0	8
4212-FS-B-1226	KCP388	763821	8545349	4	0	0	4
4212-FS-B-1228	KCP390	753621	8544901	5	5	3	13
4212-FS-B-1235	KCP535	769273	8543793	2	0	0	2
4212-FS-B-1236	KCP536	769719	8542022	4	3	4	11
4212-FS-B-1237	KCP537	769633	8542313	2	0	1	3
4212-FS-B-1239	KCP539	774943	8539532	21	6	4	31
4212-FS-B-1241	KCP541	772057	8548991	54	19	1	74
4212-FS-B-1242	KCP542	770887	8542323	12	2	1	15
4212-FS-B-1243	KCP543	770953	8541441	2	0	0	2
4212-FS-B-1250	KCP550	786429	8541724	2	0	0	2
4212-FS-B-1253	KCP553	783750	8537605	1	0	0	1
4212-FS-B-1254	KCP554	783205	8537662	0	0	1	1
4212-FS-B-1258	KCP558	784476	8537397	5	0	0	5
4212-FS-B-1266	KCP566	775547	8545362	1	0	3	4
4212-FS-B-1267	KCP567	775349	8545118	1	0	0	1
4212-FS-B-1268	KCP568	774776	8545114	1	0	0	1
4212-FS-B-1269	KCP569	774867	8544968	2	1	0	3
4212-FS-B-1270	KCP570	776280	8544400	2	0	0	2
4212-FS-B-1271	KCP571	777833	8542382	1	0	0	1
4212-FS-B-1272	KCP572	780379	8547409	1	0	0	1
4212-FS-B-1275	KCP575	782464	8547410	1	0	0	1
4212-FS-B-1276	KCP576	782745	8546642	4	0	2	6
4212-FS-B-1280	KCP616	773021	8548847	6	0	0	6
4212-AC-B-2480	KCP591	773142	8554808	0	0	0	6
4212-BA-B-2470	KCP609	789511	8531303	1	0	0	1
4212-BA-B-2471	KCP610	788498	8529530	2	0	0	2
4212-BA-B-2472	KCP611	793400	8528784	6	2	3	10
4212-FS-B-1281	KCP617	773273	8547902	9	1	0	10
4212-FS-B-1289	KCP595	774082	8548155	1	0	0	1

Tabela 6.3: Total de pintas coletadas por pontos e classificação dessas pintas por tamanho

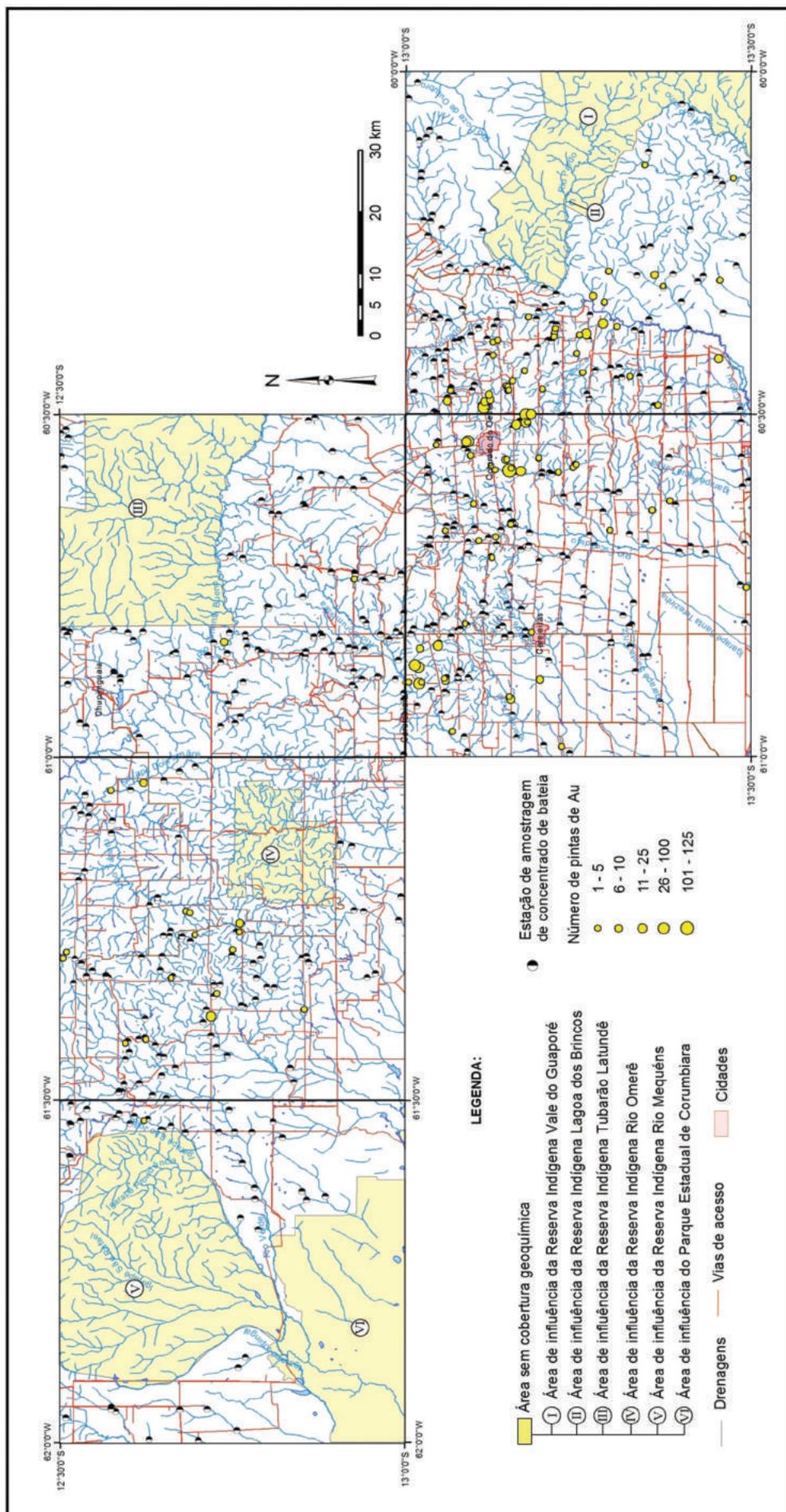


Figura 6.13. Mapa de distribuição de pintas de Au no Bloco Sudeste.

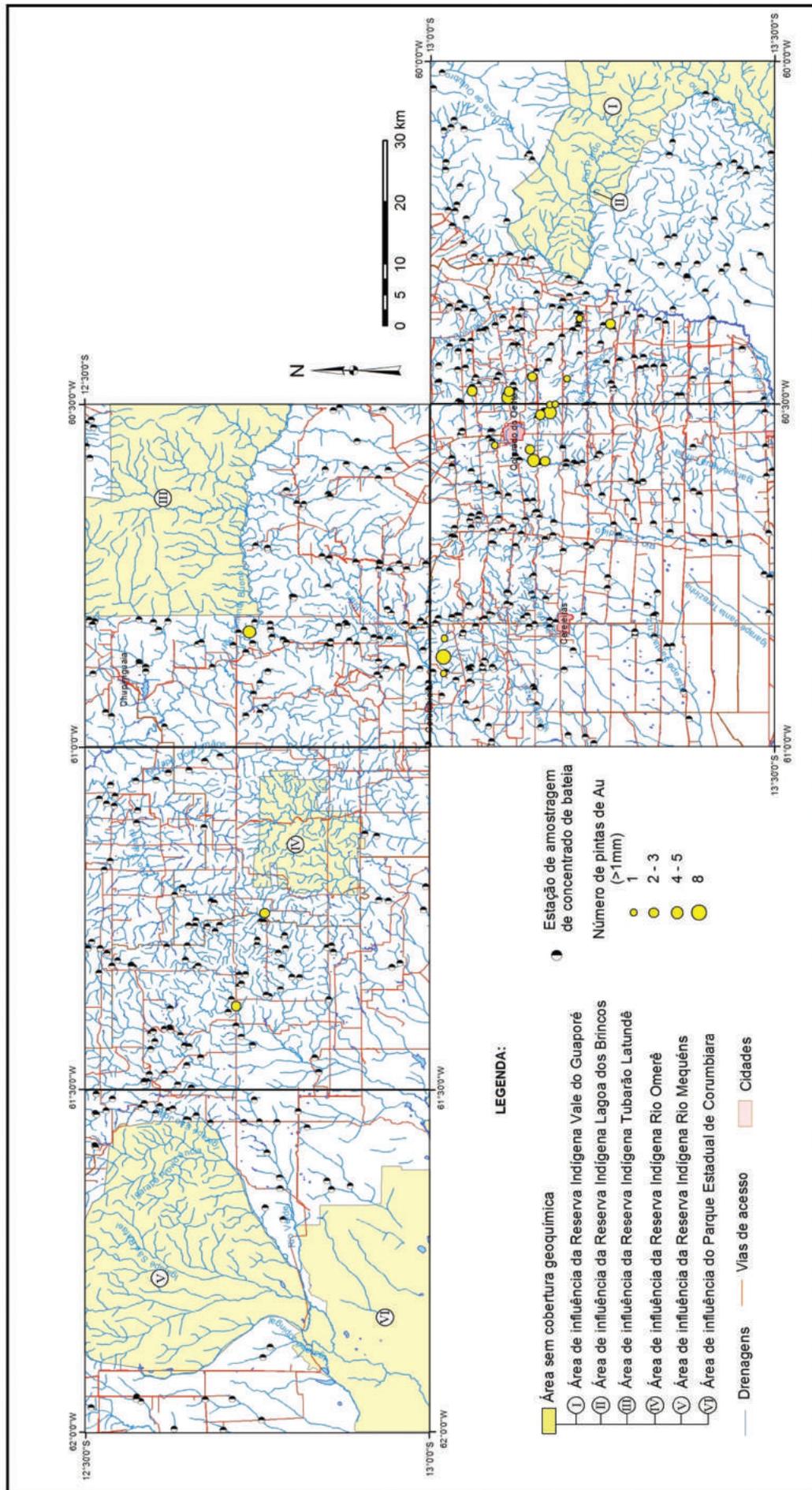


Figura 6.14. Mapa de distribuição de pintas de Au grandes (>1mm) no Bloco Sudeste.

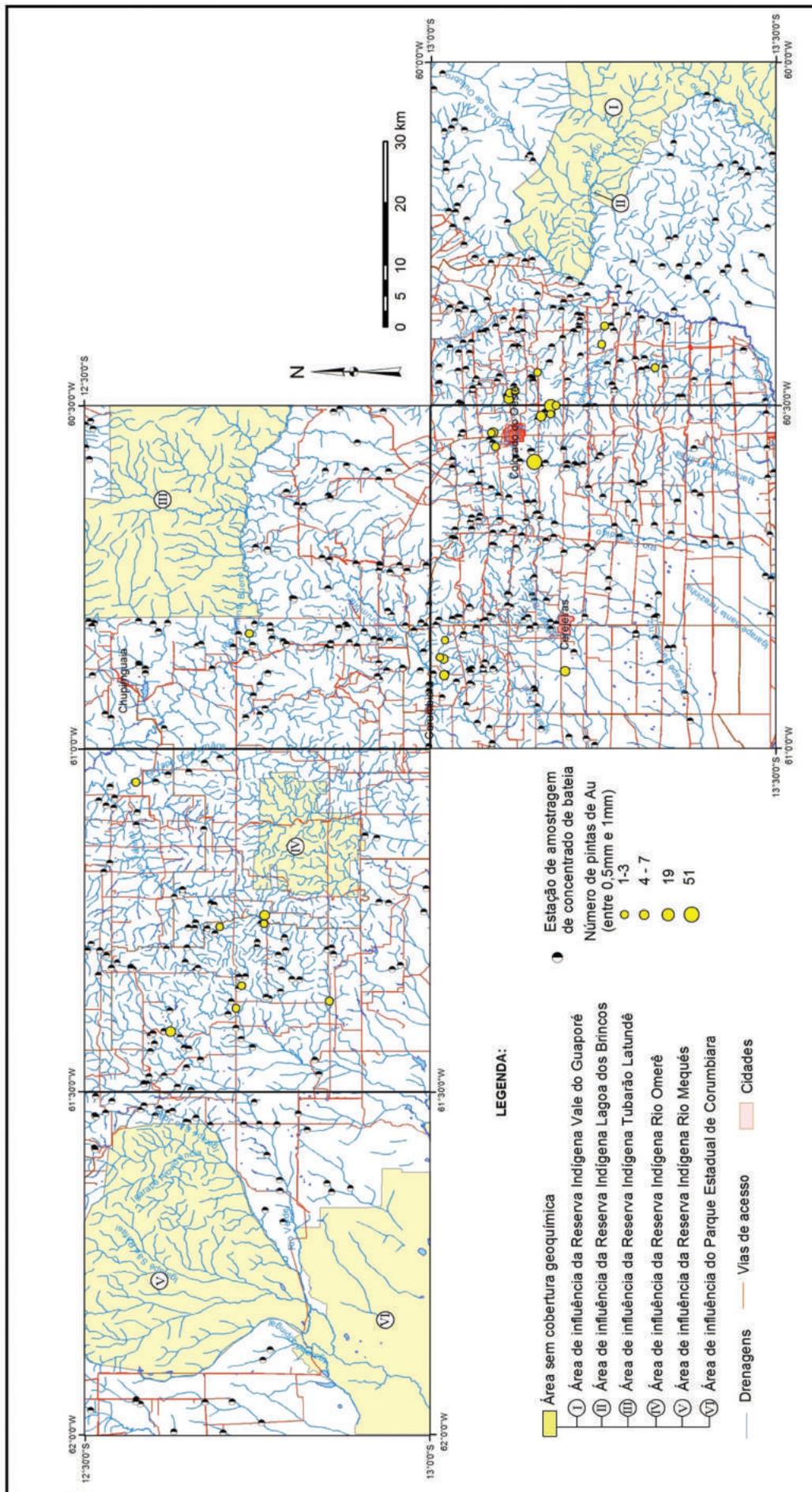


Figura 6.15. Mapa de distribuição de pintas de Au médias (entre 0,5 e 1mm) no Bloco Sudeste.

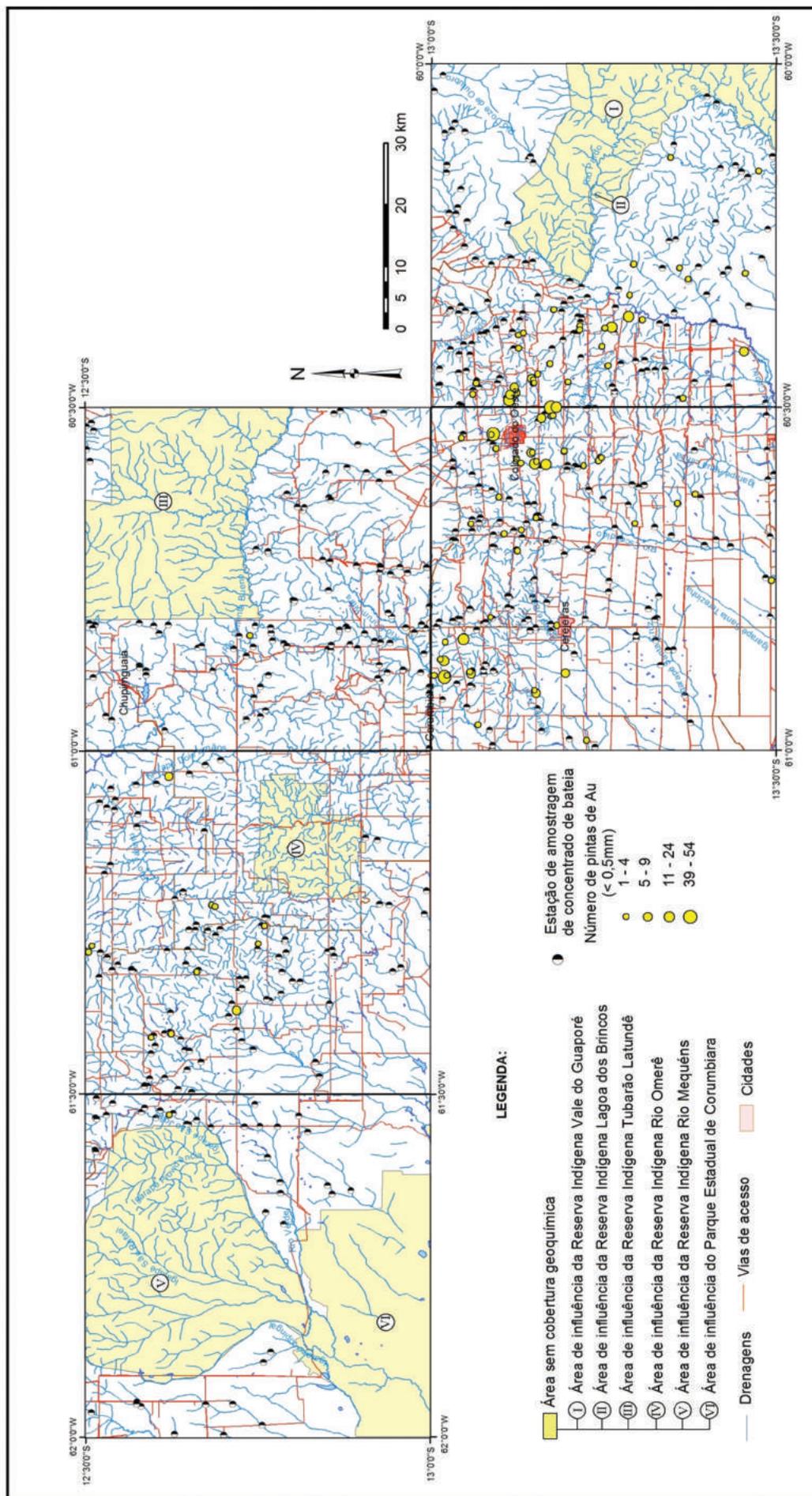


Figura 6.16. Mapa de distribuição de pintas de Au pequenas (<math>< 0,5\text{mm}</math>) no Bloco Sudeste.

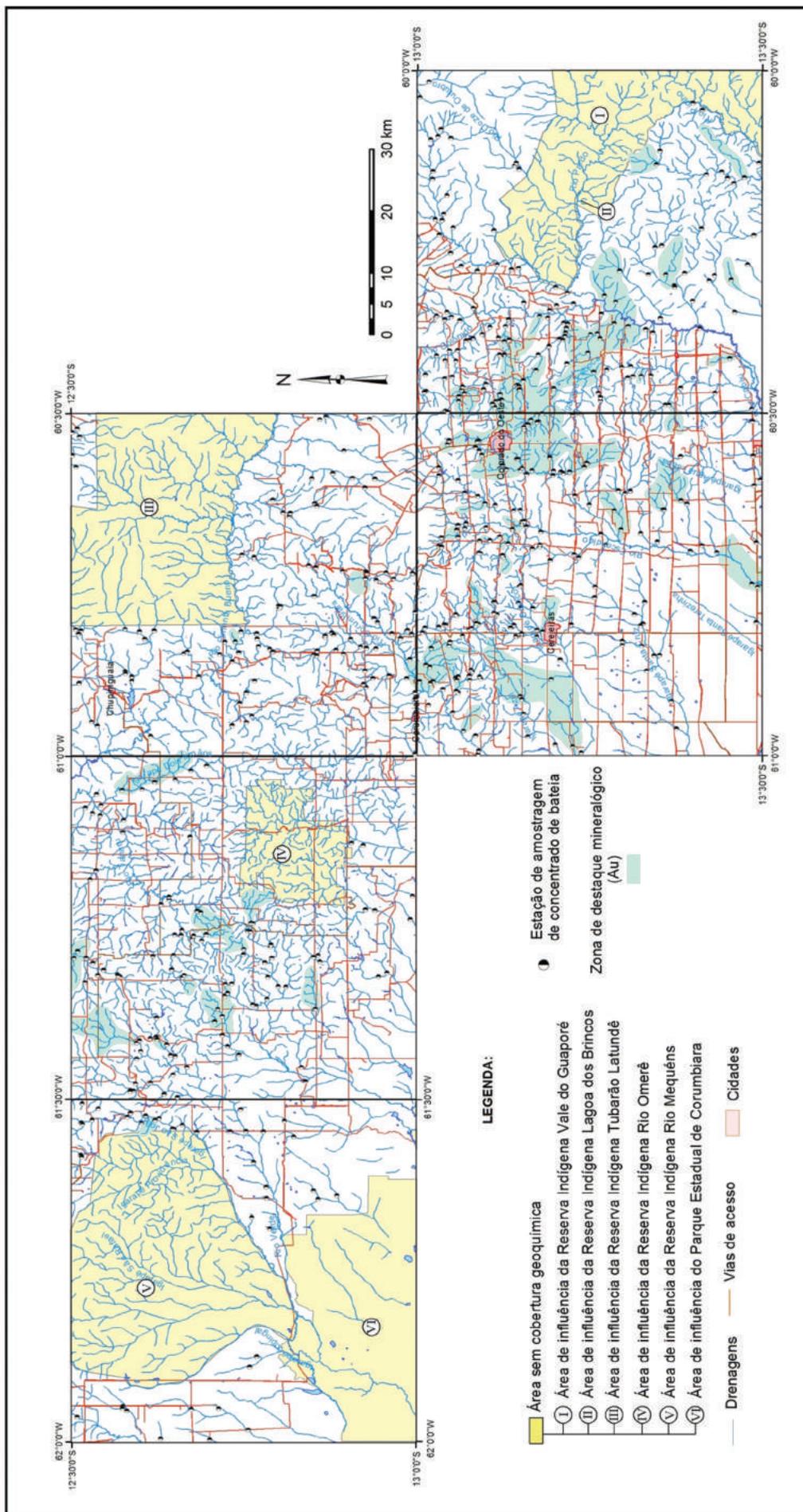


Figura 6.17. Mapa de zonas de destaque mineralógico de pintas de Au no Bloco Sudeste

7 – RECURSOS MINERAIS

Anderson D.R. da Silva; Cassiano C. Castro; Thyago de Jesus Ribeiro

7.1. SÍNTESE DO CONHECIMENTO SOBRE MINERALIZAÇÕES NA ÁREA

A região que compreende o Bloco Sudeste tem sido alvo de pesquisas acerca de seu potencial mineral desde o fim da década de 1970, quando a CPRM realizou o Mapeamento Geológico do Projeto Sudeste de Rondônia (Pinto Filho et. al, 1977). Nesse trabalho constatou-se o potencial para mineralizações de Cu, Cr e Ni associada à região da Serra do Céu Azul. Esse trabalho de reconhecimento culminou com o requerimento pela CPRM da área, de aproximadamente 10.000 hectares, para croco na Serra do Céu Azul. Outro exemplo de mineralização de Ni e Cu na região próxima ao Bloco Sudeste é associado aos morros do Leme e Sem Boné, onde a empresa Anglo American desenvolve atividade de pesquisa e desenvolvimento dos depósitos. Ocorrem ainda mineralizações de ouro, que foram exploradas através de lavra garimpeira. A figura 7.1 apresenta o mapa geológico da região do Bloco Sudeste com a localização dos principais recursos minerais da região agrupados segundo seus *status* econômico e grau de importância

No início da década de 1980 o interesse pela região teve um substancial aumento com a descoberta de ocorrências de mineralizações de ouro, tan-

to primárias como aluvio-coluvionares, com intensa exploração predominantemente executada por garimpeiros. De acordo com dados do DNPM (1987) foram cadastradas 224 ocorrências de ouro, predominantemente nos entornos da cidade de Colorado do Oeste, ao longo dos afluentes das principais drenagens, tais como os igarapés Enganado, Tanaru e Hermes.

O declínio da atividade garimpeira na região se deu ao final dos anos da década de 1980, com a exaustão da maioria dos depósitos aluvionares e dos depósitos mais rasos que possuíam teores mais elevados. Atualmente não existem garimpos em atividade na região, porém garimpos com ocorrência de ouro primário, geralmente associado a veios de quartzo, tem sido fruto de estudo por empresas privadas que também focaram seus esforços exploratórios na descoberta e delimitação de novos corpos mineralizados.

Os primeiros trabalhos que tiveram como objetivo o mapeamento geológico e a caracterização dos tipos de mineralizações auríferas dos garimpos próximos aos municípios de Cerejeiras (Garimpo Serra da Formiga) e Colorado do Oeste foram desenvolvidos pela CPRM, através do Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros – Reserva Garimpeira do Rio Madeira, através das contribuições de Conceição & Pereira (1986). Neste trabalho os autores descrevem

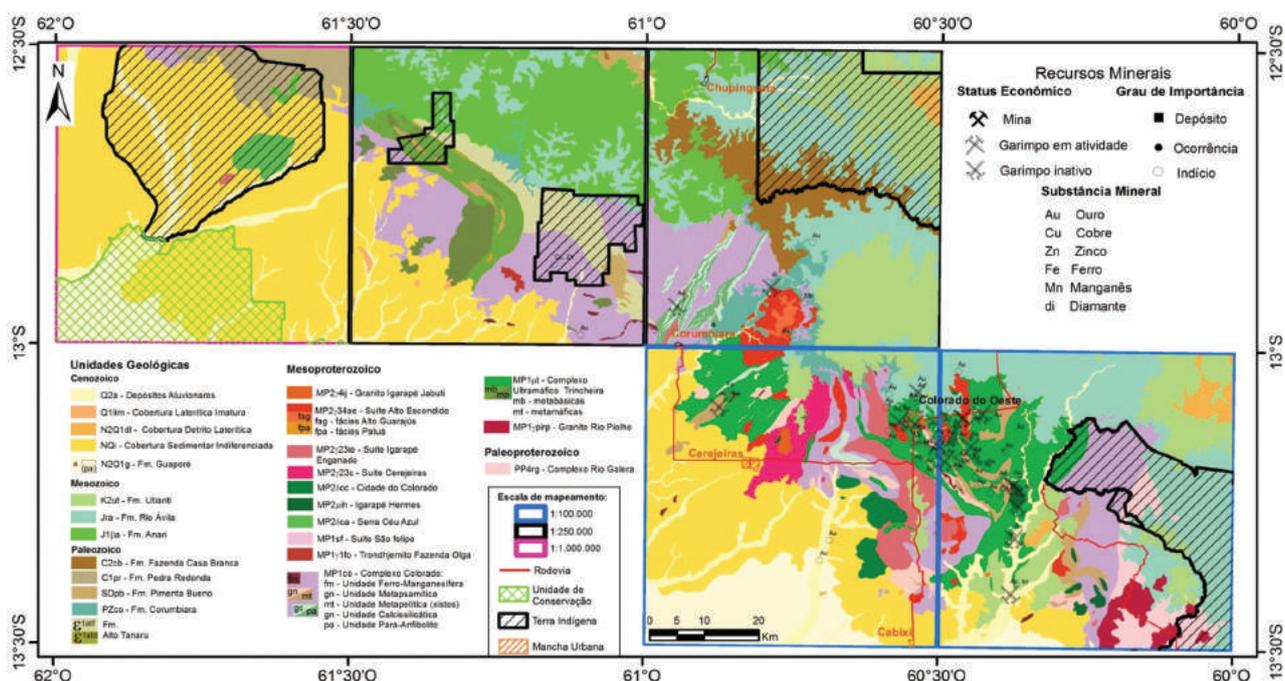


Figura 7.1. Mapa geológico com a localização dos principais recursos minerais da área do Bloco Sudeste.

os aspectos geológicos e estruturais dos principais garimpos existentes na região, com a confecção de mapa geológico, na escala 1:50.000, englobando os principais garimpos nas proximidades da cidade de Colorado do Oeste (Figura 7.2).

Conceição & Pereira (1986) dividem as mineralizações auríferas da região de Colorado do Oeste em três tipos: 1) Primária, associada aos veios de quartzo que ocupam planos de foliação e de fraturas em xistos e anfibolitos atualmente atribuídos ao Complexo Colorado; 2) Supergênica cujo enriquecimento superficial já foi alvo de garimpagem na serra do *Top-Less*; 3) Secundária, representada por depósitos elúvio-coluvionares e aluvionares.

De acordo com estimativas (Conceição & Pereira, 1986), aproximadamente duas toneladas de ouro foram extraídas na região entre o início da atividade garimpeira em 1981 até meados de 1986.

De acordo com dados retirados no SIGMINE do DNPM, em outubro de 2015, a região do bloco sudeste possui apenas requerimentos e autorizações de pesquisa para a substância ouro protocolizados junto ao órgão. Estes processos se encontram em especial nas proximidades da cidade de Colorado do

Oeste e ao longo de faixa de direção NW-SE associada aos Complexos Colorado e Trincheira e as suítes intrusivas graníticas. Merece destaque os requerimentos para cobre, concentrando-se nas porções sudeste e noroeste da área, e requerimentos para níquel (Figura 7.3).

7.2. OURO

O garimpo do Goiano, localizado cerca de 5 km a sudeste da cidade de Colorado do Oeste, destaca-se como um dos mais importantes garimpos de ouro da região. Foi descoberto em meados de 1981 (Conceição & Pereira, 1986), com o surgimento de diversas cavas garimpeiras (Figura 7.4) com a exploração de ouro ocorrendo até meados do fim da década de 1980.

A partir dos anos 1990 a área do garimpo passou a ser alvo de pesquisa por parte de empresas de pesquisa mineral, com destaque para a Mineração Taboca que desenvolveu extensa atividade de exploração na área, com o uso de sondagem no intuito de se dimensionar a extensão do depósito primário existente na região (Rizzotto, 2010).

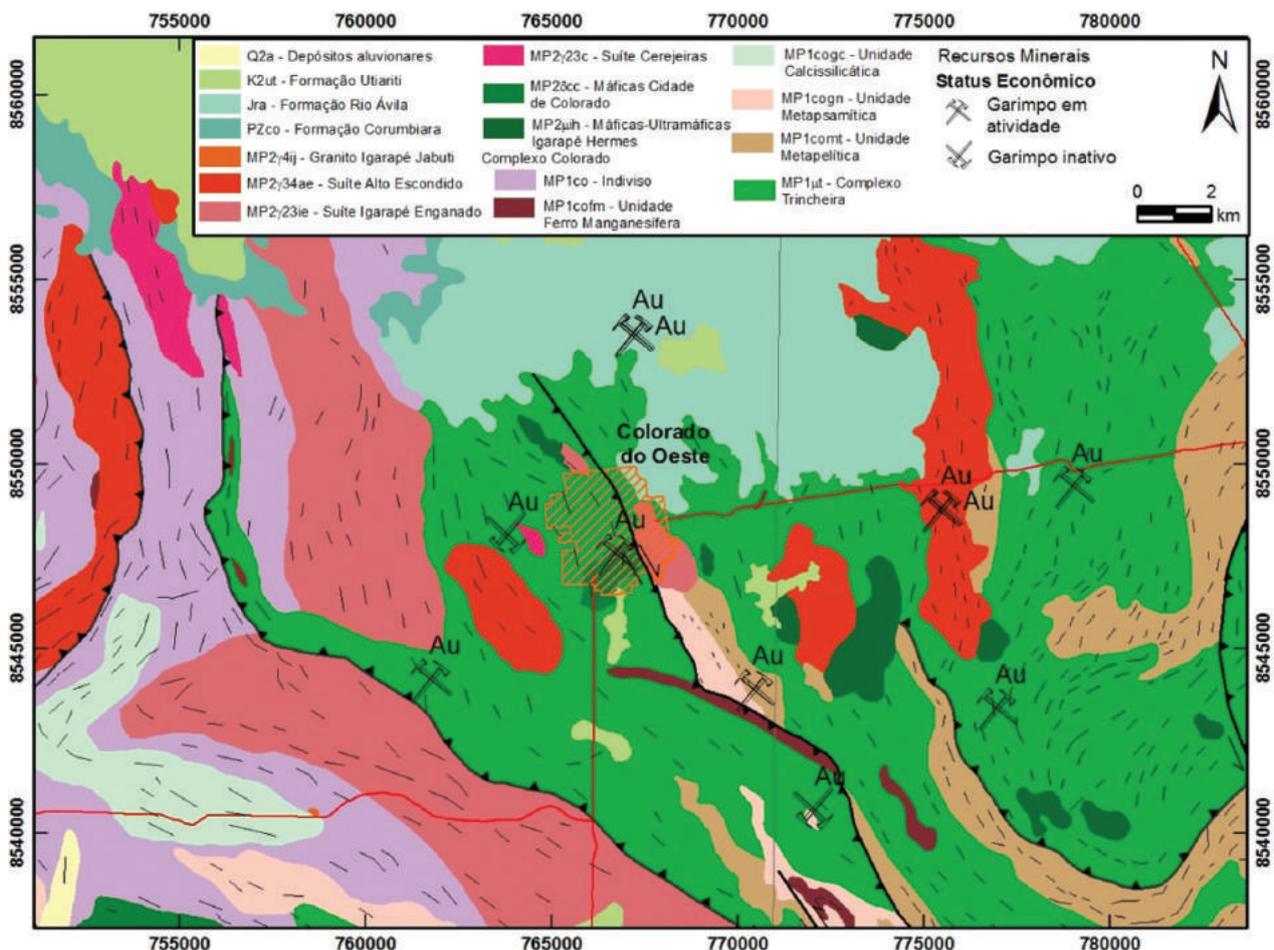


Figura 7.2. Mapa geológico da área de Colorado do Oeste com a localização dos principais garimpos de ouro, adaptado de Conceição & Pereira (1986).

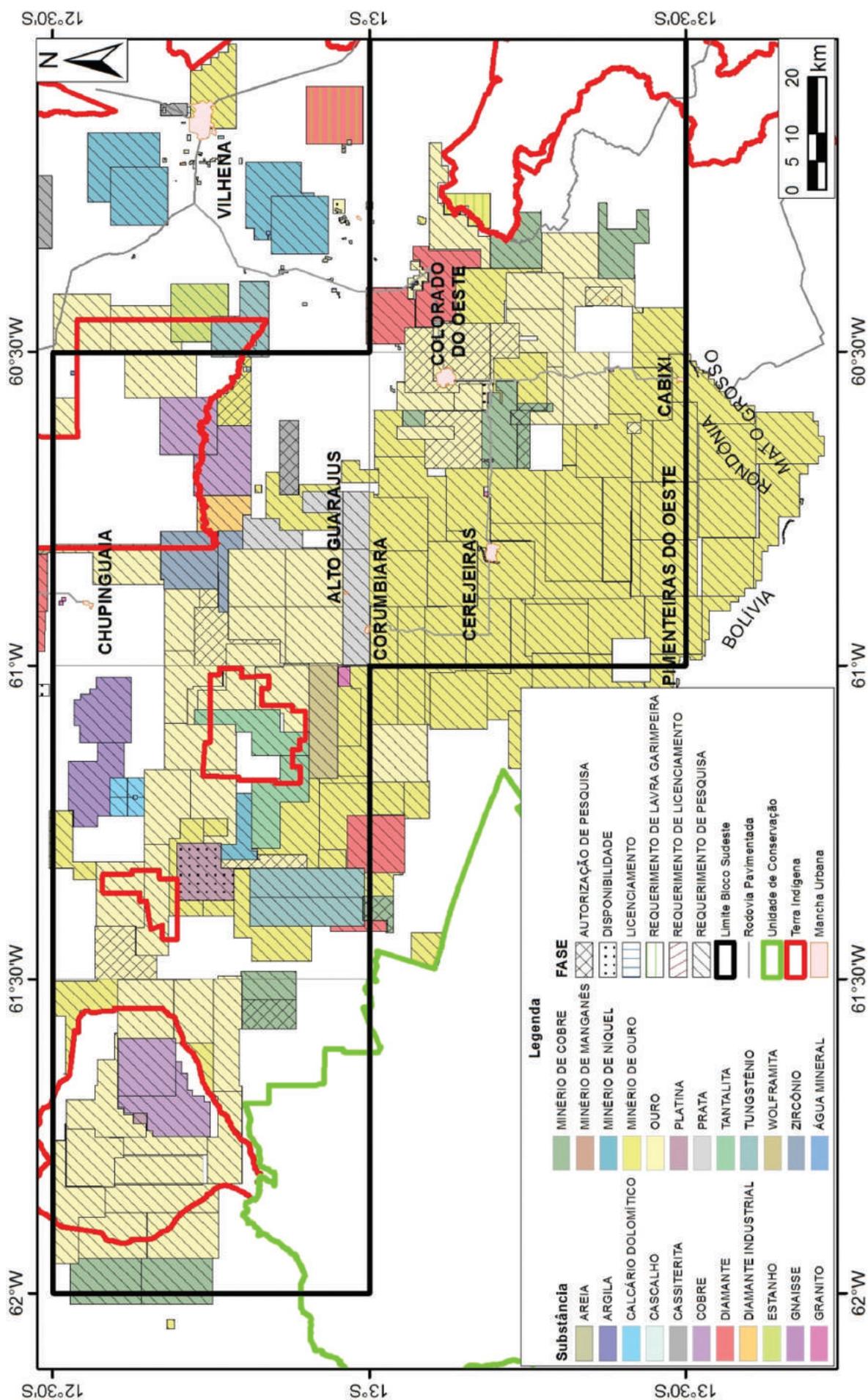


Figura 7.3. Requerimentos registrados no Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) no âmbito da Bloco Sudeste.

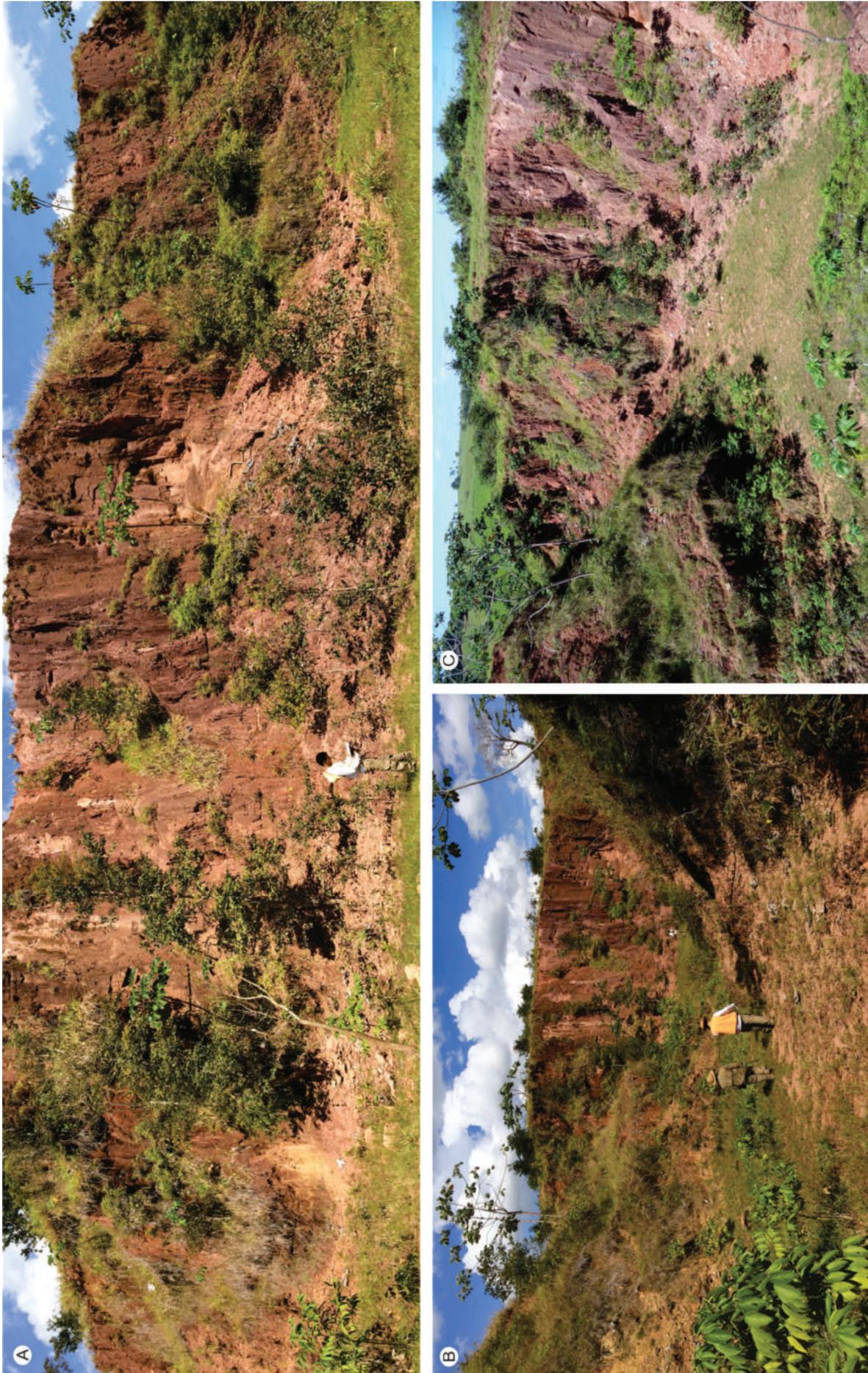


Figura 7.4. A) Vista frontal de uma das principais frentes do garimpo do Zé Goiano. B) Vista interna da cava. C) Vista parcial de uma das cavas garimpeiras inativas na região do garimpo do Goiano.

A interpretação de imagens aerogeofísicas, da região do Bloco Sudeste com ênfase nas proximidades do garimpo do Goiano, indica que a região do garimpo encontra-se no contexto de duas faixas, de alta susceptibilidade magnética, de direção NW-SE, intercaladas por zonas de baixa susceptibilidade, que se cruzam.

Estas zonas de alta susceptibilidade magnética estão associadas a elevadas concentrações nos três radioelementos (K, Th e U), enquanto que as zonas de baixa susceptibilidade encontram-se enriquecidas em potássio (Figura 7.5A). Essa zona com alta susceptibilidade magnética, à qual o garimpo esta associado, tem 20 km de extensão na direção NW-SE o que abre a possibilidade da existência de outras ocorrências associadas a esse *trend* regional (Figura 7.5B).

Um dos trabalhos pioneiros no garimpo do Goiano foi desenvolvido pela CPRM durante o mapeamento geológico da Folha Pimenteiras (Rizzotto *et. al*, 2010).

Os autores descrevem a mineralização como sendo associada a lentes e veios de quartzo sulfetado, geralmente boudinados, com dimensões que variam de decimétricas podendo chegar a métricas (Figura 7.6A e C). A geometria dos veios é controlada pela deformação impressa nas rochas encaixantes, os quais apresentam formas em panqueca (prolatos) com eixos $X > Y > Z$ e formas constriccionais (em charuto), onde $X \gg Y$ e Z , e são geralmente paralelos à lineação de estiramento. Localmente Rizzotto *et. al* (2010) descrevem estruturas do tipo *tension gashes* de quartzo subverticalizados

associadas a estreitas zonas de transcorrência de direção E-W. A rocha encaixante é um actinolita xisto, hospedado em uma zona de cisalhamento dúctil de cavalgamento frontal a oblíquo, onde os veios são de colocação tardi-tectônica e gerados em condições mesotermiais (temperaturas da fácies anfibolito baixo a xisto verde superior), na transição de deformação dúctil-rúptil. A origem dos veios de quartzo sulfetados e auríferos pode estar relacionada aos fluidos hidrotermais derivados dos granitos tarditectônicos intrusivos (Suíte Alto Escondido) nas encaixantes anfibolíticas (Rizzotto *et. al*, 2010).

No presente trabalho foi constatado que a mineralização é associada a veios de quartzo com turmalina e pirita, esses veios tem direção N35W e são subconcordantes a concordantes com o actinolita xisto encaixante. Os veios de quartzo e turmalina são cortados por veios de quartzo extensionais, sub-horizontais, milimétricos e ortogonais ao veio principal (Figura 7.6B e D). Quatro amostras dos veios, coletadas ao longo de diferentes intervalos, retornaram teores de ouro que variaram entre 3,58 g/t a 6,93 g/t.

O ouro ocorre na forma livre e em associação com sulfetos, em geral pirita, e por vezes com quartzo. A alteração hidrotermal é marcada pela assembleia mineral dos veios (quartzo+turmalina+sulfetos+ouro) em caráter proximal (Figura 7.7) e pela ocorrência de alteração propilitica, associada às rochas encaixantes, de caráter distal (Figura 7.8).

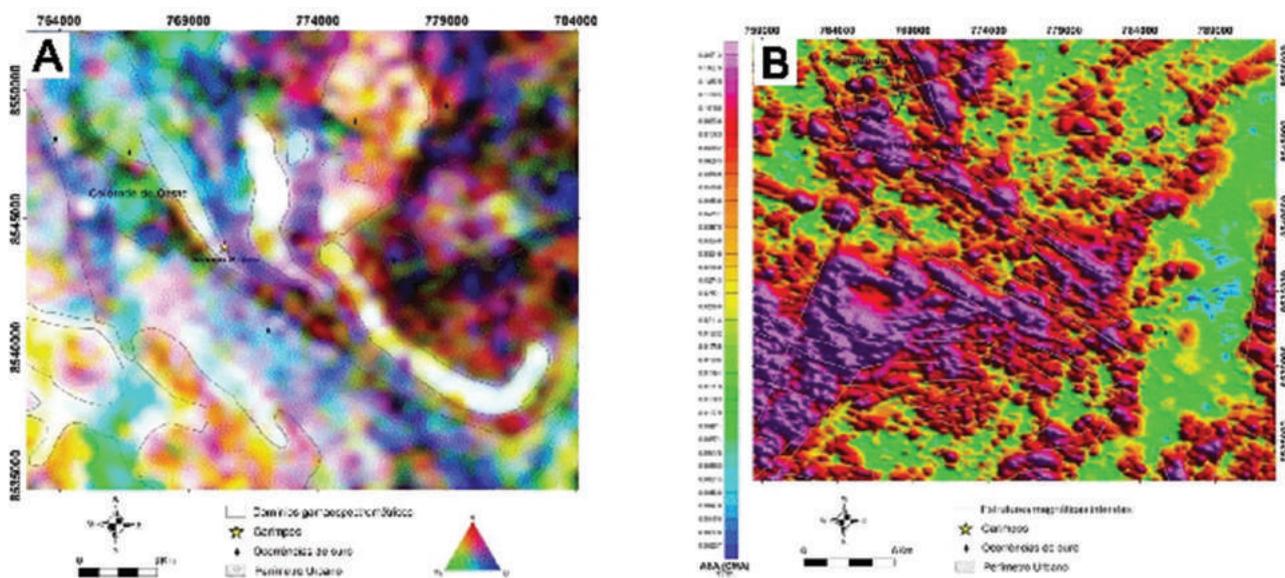


Figura 7.5. A) Mapa de domínios gamaespectrométrico extraídos a partir da composição ternaria RGB (K, Th e U), da região de Colorado do Oeste. B) Estruturas extraídas da imagem da Amplitude do Sinal Analítico do campo magnético anômalo residual, na região de Colorado do Oeste.



Figura 7.6. A e C) Aspecto geral dos veios de quartzo mineralizados encontrados no garimpo do Goiano. B) Vista em corte mostrando as fraturas ortogonais, preenchidas por carbonato+quartzo+ouro. D) Amostra de mão evidenciado relação de corte entre os veios no garimpo do Goiano.

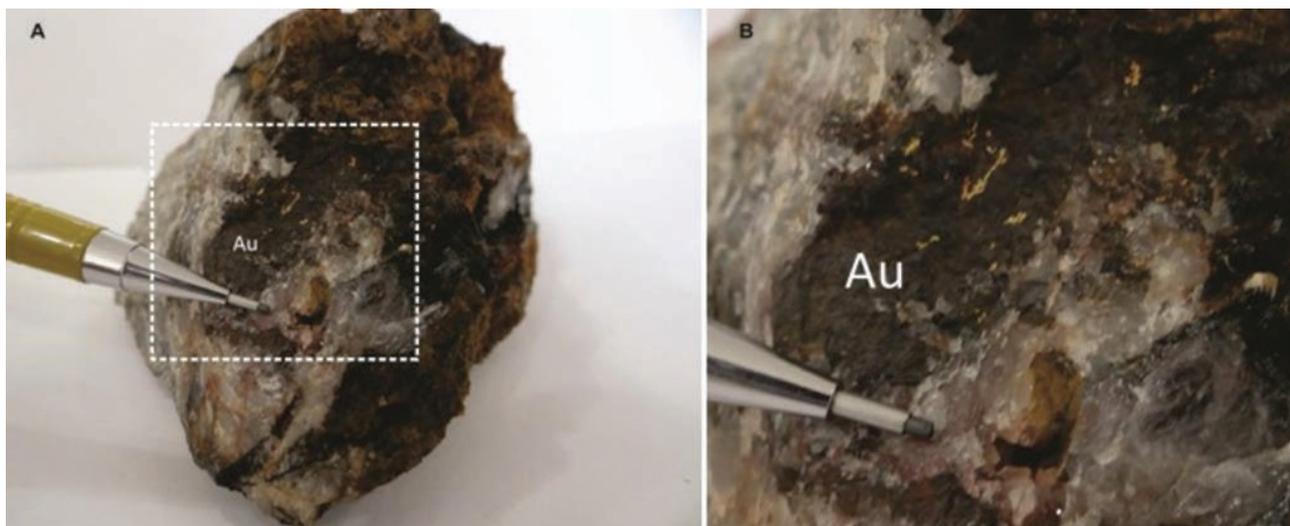


Figura 7.7. A) Amostra de mão de veio de quartzo+turmalina+pirita, alterada, com ouro visível do garimpo do Goiano, a turmalina tem granulação fina e ocorre ao longo da massa de coloração escura onde os grãos de ouro estão inseridos. B) Detalhe da amostra na porção rica em ouro.



Figura 7.8. Amostra de mão de anfibolito com forte alteração propilitica que transformou a rocha em epidosito.

Em lâmina polida/delgada, com o uso de luz transmitida, é possível observar que nos veios predominam massas de quartzo alongadas de textura granoblástica média a grossa (0,5- 5 mm), com limites irregulares que são bordejados por subgrãos de quartzo (0,2 mm). Os veios possuem pirita euédrica a subédrica (0,3 a 5 mm) e cristais de turmalina euédricos de hábito radial, variando de 0,1 a 1 mm.

As massas de cristais de quartzo possuem extinção ondulante do tipo *chessboard*, devido ao processo de recristalização em alta temperatura, entre 550 a 700°C. A ocorrência de textura do tipo *bulging* (Figura 7.9A e B), nos limites dos cristais de quartzo, com a formação de subgrãos finos, arredondados e irregulares configura uma migração de borda de grão associada a recristalização em temperaturas da ordem de 300-400°C.

A turmalina possui coloração verde e se concentra em forma de agregados ao longo de planos preferenciais do veio (Figura 7.9C e D). Ocorrem ainda, em menor quantidade, como finas inclusões disseminadas no interior dos cristais de quartzo. Em algumas porções dos veios ocorre microbrecha hidrotermal que corta o veio de quartzo em varias direções de forma aleatória e também ao longo de planos preferenciais de fraqueza da rocha. A matriz desta micro-brecha é constituída principalmente por um material fino e microcristalino de cor verde musgo, com forte pleocroísmo, e que não se extingue por completo. Este material não pode ser identificado com o uso da petrografia, entretanto foram definidos, ao longo dessa matriz, quantidade significativa de turmalina de granulação fina e com hábito radial (Figura 7.10).

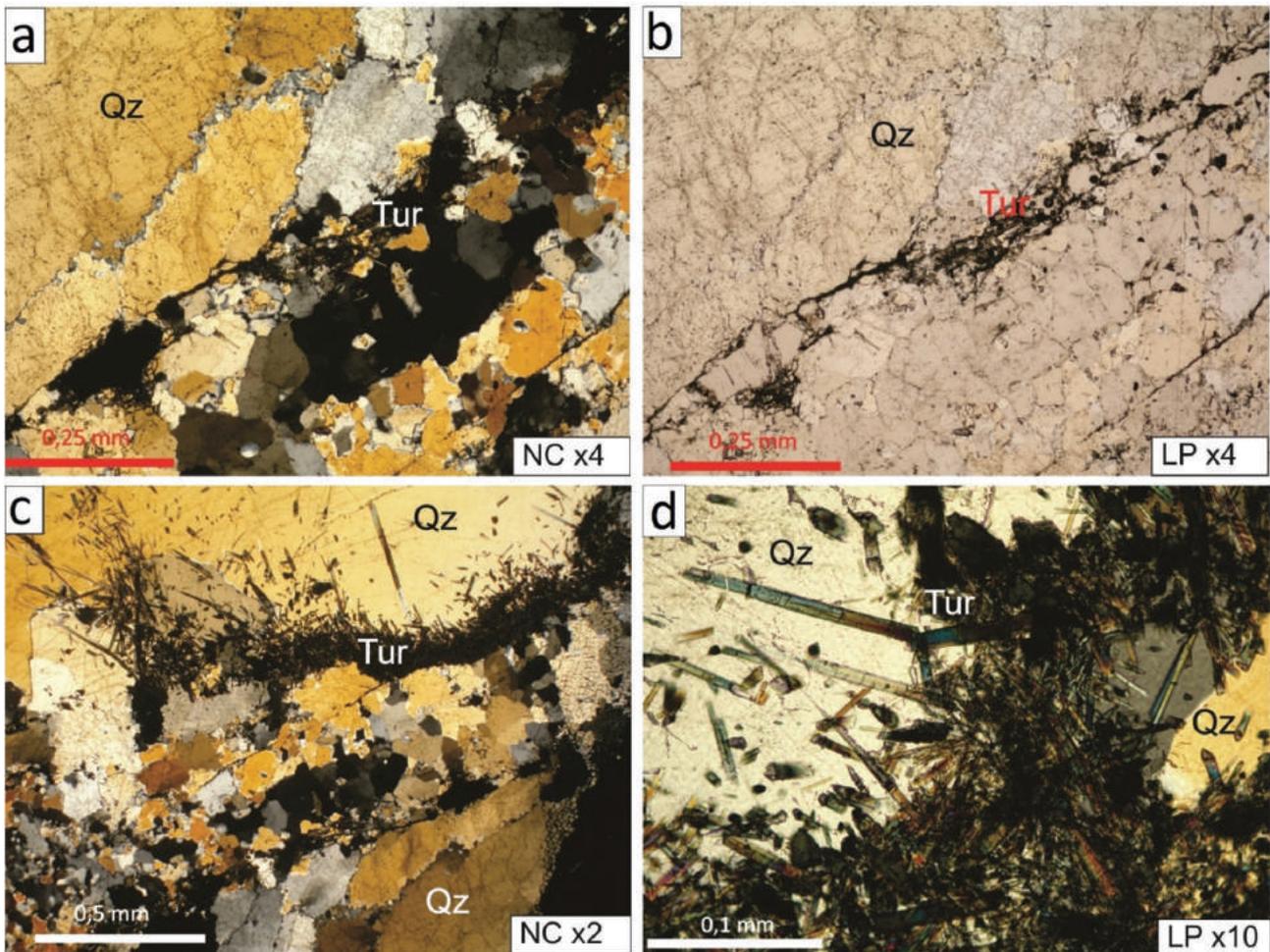


Figura 7.9. A e B) Textura bulging no limite entre cristais de quartzo, Nicóis cruzados e paralelos, respectivamente. C) Aspecto do plano de crescimento dos cristais de turmalina (Tur) entre as massas de quartzo (Qz) com textura chessboard e bulging (nicóis cruzados). D) Detalhe dos agregados de cristais de turmalina (nicóis paralelos). Abreviações segundo Siivola & Schmid (2007).

No interior desta matriz existem muitos fragmentos do veio de quartzo recrystalizado com bordas arredondadas indicando se tratar de uma brecha hidrotermal, no qual o fluido quente percolou o veio de quartzo com temperatura suficiente para corroer suas bordas e desenvolver contatos embaiados e curvos.

Em luz refletida, os cristais de pirita ocorrem como agregados e geminados em forma de quadrados, triângulos e retângulos, que estão frequentemente zonados e com cavidades de dissolução/oxidação (colofomes). As propriedades dos cristais de pirita foram modificadas devido à forte oxidação que alterou os cristais para goethita e em outros hidróxidos de ferro que assumem o hábito de pirita (pseudomorfos).

O ouro ocorre na forma de grãos de até 0,1mm com hábitos que variam de granular, lamelar a esquelético (Figura 7.11A), possui cor que varia de amarelo latão intenso a amarelo acastanhado,

refletividade alta, extinção completa, e é isotrópico com reflexos internos esverdeados. Ocorre preferencialmente incluso na pirita (Figura 7.11B), mas também na forma de ouro livre, em contato com a borda da pirita e subordinadamente está incluso em grãos de quartzo. Localmente o ouro ocorre em contato com cristal euédrico de turmalina inclusa no quartzo, nesta situação parte da massa de ouro está injetada entre uma clivagem basal da turmalina. Em cristais de pirita existem microfissuras radiais preenchidas por goethita contendo localmente filetes de ouro (Figura 7.11 C e D), sugerindo remobilização supergênica.

7.3. CU-NI-CR E EGP

O complexo Serra Céu Azul possui a maior potencialidade para mineralizações em Cu-Ni-Cr e EGP (Elementos do Grupo da Platina) na área de estudo. Na década de 1980, a CPRM desenvolveu traba-

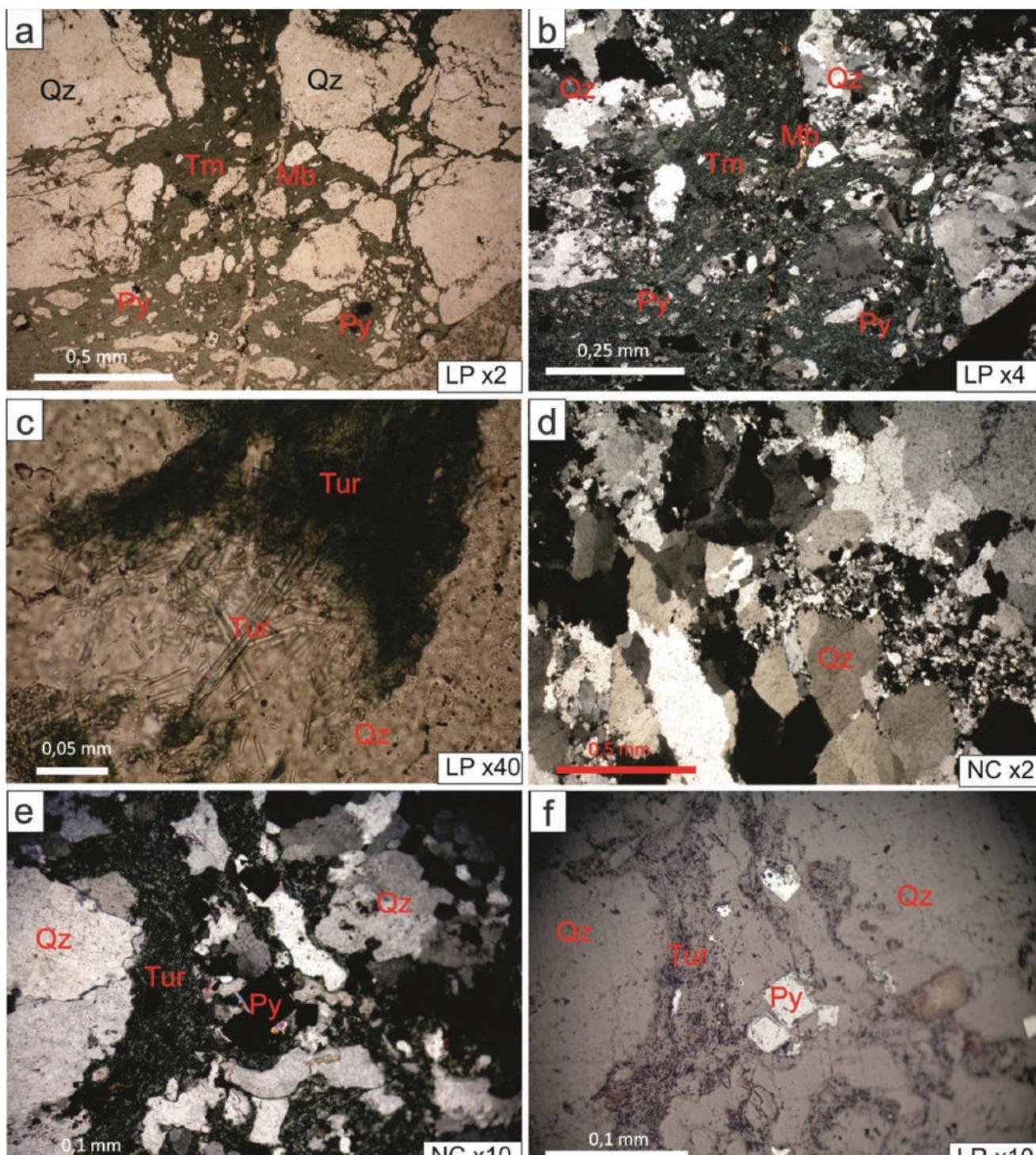


Figura 7.10. A e B) Aspecto da brecha hidrotermal em veio de quartzo (Qz), que provoca arredondamento dos clastos fragmentados de quartzo (nicóis paralelos). C) Turmalina (Tur) inclusa no cristal de quartzo (nicóis paralelos). D) Textura bulging associada com a recristalização do veio de quartzo (nicóis cruzados). E e F) Detalhe do posicionamento e forma dos cristais de pirita (Py) alterados para goethita (Gt), em sítios de influência da brecha hidrotermal, nicóis cruzados e luz refletida, respectivamente. Abreviações segundo Siivola & Schmid (2007).

Ihos de prospecção geoquímica (Projeto Serra Céu Azul, Figura 7.12) onde foram coletadas um total de 2.713 amostras ao longo de malha de 500 metros entre os perfis, orientados a norte-sul, com amostragem a cada 50 metros. A partir das observações geológicas em campo e dos trabalhos de prospec-

ção geoquímica os autores do Relatório Final de Pesquisa para o DNPM (processos nº 880429/1988 e 880430/1988) concluíram que a potencialidade econômica da área visando a mineralização de cromo não era satisfatória.

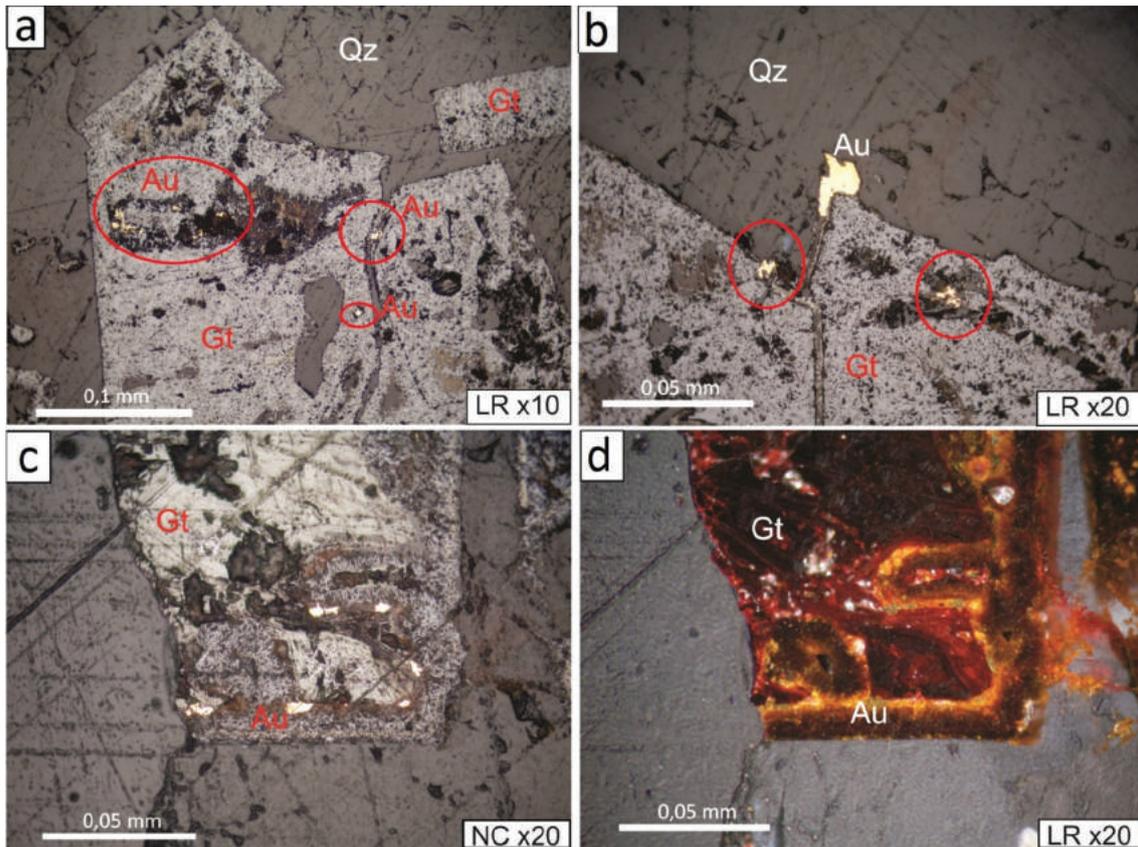


Figura 7.11. A) Finas massas de ouro com habito esquelético e lamelar inclusos em pseudomorfos de pirita oxidada, goethita (Gt) (luz refletida). B) Grãos de ouro (Au) inclusos na goethita e em contato com a borda do cristal pirita oxidada, goethita (Gt) (luz refletida) C e D) Massas de ouro granular posicionadas em zonas concêntricas de cristais pseudomorfos de pirita transformados em goethita, nicóis cruzados e luz refletida, respectivamente. Abreviações segundo Siivola & Schmid (2007).

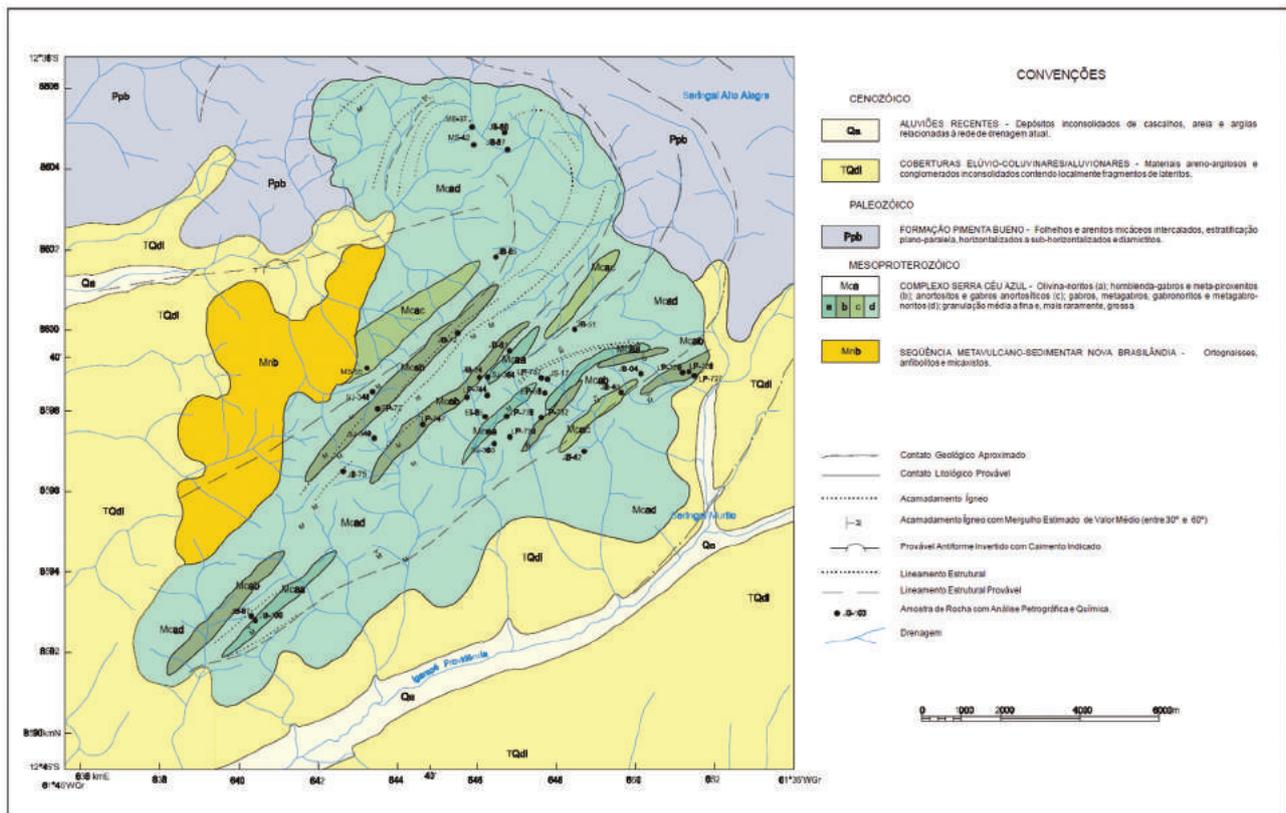


Figura 7.12. Mapa geológico do Complexo Serra do Céu Azul (adaptado de Romanini, 2001), com localização de amostras de rocha analisadas.

Na reinterpretação dos 1700 resultados analíticos para Cr, Co, Cu, Ni e V dos solos do horizonte B coletados pelo Projeto Serra do Céu Azul, efetuado por Romanini (1997) os autores consideraram como anomalias aproximadamente 5% dos teores mais elevados de cada um desses elementos, englobando-se os 2% mais altos nas anomalias de 1ª ordem e os 3% restantes como anomalias de 2ª ordem. Foram definidos os seguintes intervalos das anomalias de 1ª ordem e 2ª ordem, respectivamente: Cr – 700 a 1.399 ppm e 1.400 a 2.700 ppm; Cu – 180 a 280 ppm e 281 a 1.000 ppm; V- 600 a 999 e 1.000 a 2.100 ppm; Ni – 70 a 90 ppm e 91 a 300 ppm e Co – 230 a 299 ppm e 300 a 1080 ppm. Romanini (1997) observa que de modo geral ocorre um relacionamento preferencial das anomalias de Ni e Cu com a provável zona inferior do complexo e subordinadamente com a zona imediatamente superior a esta, abrangendo a faixa de domínio dos olivina-gabros, anortositos, metapiroxenitos e gabros anortosíticos; as anomalias de Cr foram relacionadas à ocorrência de metapiroxenitos e olivina-gabros e, portanto, são em parte correlacionáveis às anomalias de Cu e Ni, e as anomalias de V estão relacionadas às zonas de predomínio de gabros e metagabros na região noroeste do complexo. As anomalias de Co apresentam distribuição aleatória, refletindo provavelmente enriquecimento supergênico.

Romanini (1997) conclui que o Complexo Serra Céu Azul é potencialmente promissor para a ocorrência de depósitos de sulfetos de Cu-Ni e de EGP (elementos do grupo da platina). Entretanto, os autores afirmam que os trabalhos realizados são insuficientes para a definição adequada desse potencial. Atualmente a região encontra-se em área de reserva indígena o que impossibilitou que fossem executados novos trabalhos.

7.4. FERRO E MANGANÊS

As ocorrências de ferro e manganês estão associadas às formações ferromanganesíferas bandadas (BIFs) do Complexo Colorado. Essa unidade ocorre, na área do Bloco Sudeste, em forma de diversas cristas estreitas e alongadas segundo o padrão da foliação regional (Rizotto, 2010).

Durante a realização das etapas de campo deste projeto, diversas ocorrências de formações ferromanganesíferas foram descritas, com alguns corpos de dimensões maiores chegando a serem cartografados na escala 1:100.00. Em geral essa unidade é constituída por magnetita quartzitos e hematita quartzitos com níveis de manganês de espessura centimétrica a métrica (Figura 7.13).

Tanto a magnetita como a hematita ocorrem em níveis milimétricos a centimétricos descontínuos, por vezes rompidos, intercalados com níveis de quartzo e/ou *chert*. O manganês é representado por pirolusita em níveis ou camadas descontínuas que apresentam mergulhos elevados tendendo a vertical, em geral encontra-se intemperizado resultando em material de granulometria muito fina. Ocorre ainda manganês de origem secundária ao longo das fraturas das formações ferríferas.

Análise em campo utilizando aparelho portátil de fluorescência de raios X (XRF- Olympus) (F) detectou concentrações da ordem de 16,41% e 30,5% para manganês (MnO_2) e ferro (Fe_2O_3), respectivamente.

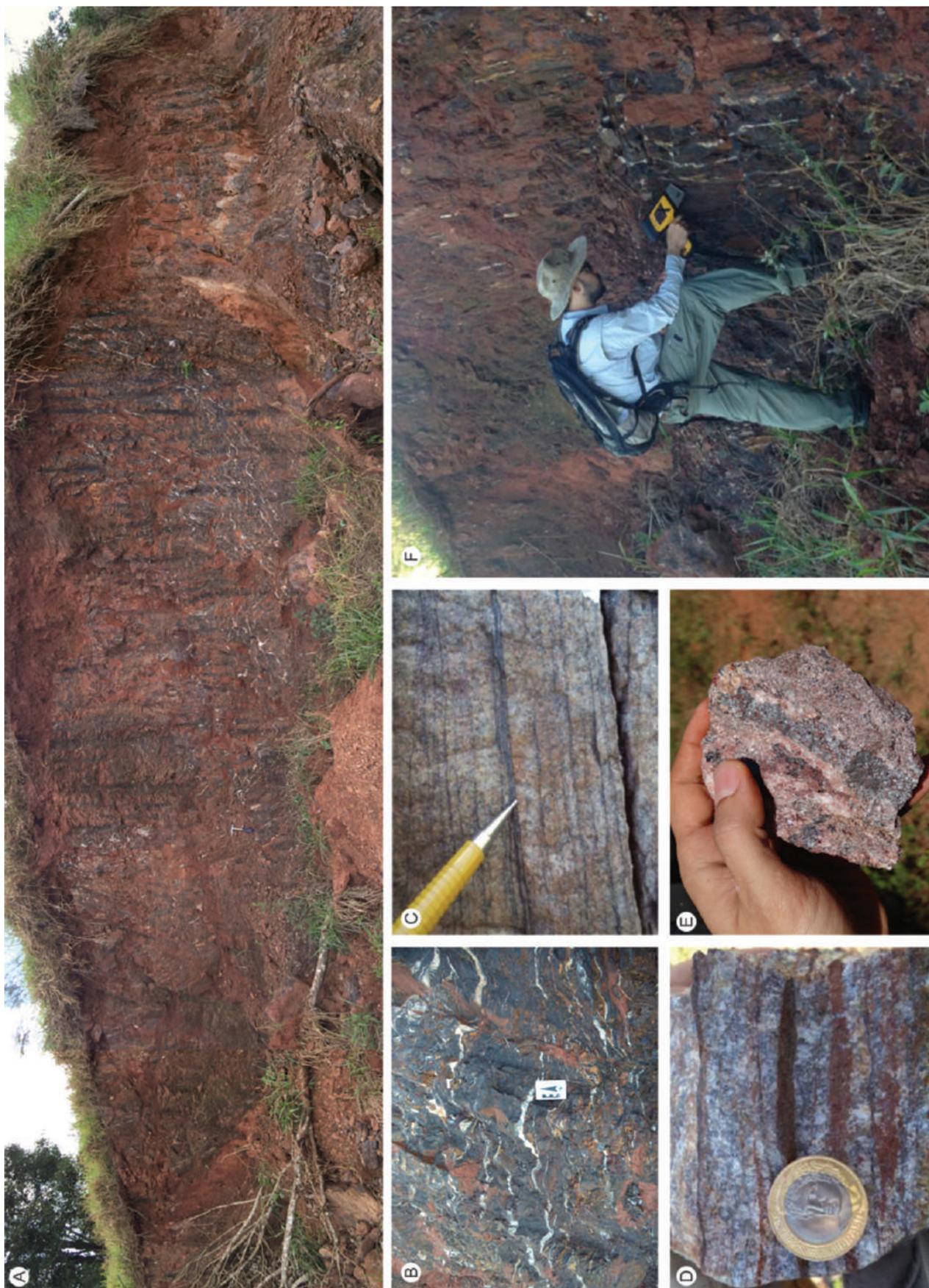


Figura 7.13. A) Aspecto geral do afloramento de formação ferrífera; B) Detalhe do afloramento de formação ferrífera com níveis ricos em manganês ao longo de fraturas; C) Amostra de magnetita quartzito com níveis milimétricos a centimétricos de magnetita e hematita; D) Detalhe de magnetita quartzito evidenciando a alternância entre os níveis de quartzo/chert e níveis ricos em magnetita+hematita; E) Amostra de mão de magnetita quartzito com faixa rica em magnetita. F) Utilização em campo da fluorescência de raios X em afloramento de formação ferrífera com níveis ricos em manganês ao longo de fraturas.

8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas mapeadas neste trabalho foram deformadas e metamorizadas em pelo menos um evento tectônico polifásico, atingindo geralmente fácies metamórfico anfibolito alto (localmente chegando a fácies granulito). A assembleia petrotectônica consiste de rochas metamórficas de protólito máfico plutônicas e vulcânicas, félsica de pré a tardi-tectônicas e demais supracrustais de protólito sedimentar (xistos, quartzitos, paragnaisses e rochas calcissilicáticas).

Trabalhos anteriores (Rizzotto et al. 2002, Rizzotto et al. 2004, Rizzotto et al. 2007, Rizzotto et al. 2010, Rizzotto et al. 2016) indicam que estas rochas são deformadas e/ou formadas durante a colisão do proto cráton amazônico com o bloco Paraguá em uma colisão oblíqua, com consumo de crosta oceânica formada e formação de ofiolitos procedentes desta colisão (Complexo Trincheira). O presente trabalho assume esta hipótese como verdadeira, assumindo que a Faixa Alto Guaporé está associada a uma sutura entre estes blocos, sendo que os dados levantados em campo corroboram esta afirmação.

Os dados estruturais mostram que a área de estudo apresenta uma deformação dúctil complexa. A oeste da área de estudo, na região representada pelo subdomínio I, a foliação apresenta direção N30E, com as lineações de estiramento mineral e os indicadores cinamáticos indicando movimento transpressivo sinistral. No centro da área, a foliação apresenta uma grande variação de direção, devido ao basculamento gerado pelas grandes zonas de cisalhamento que cortam a região e paralelizam as estruturas, enquanto a leste, a foliação apresenta uma estruturação principal na direção NNE, paralela ao limite tectônico entre o Terreno Jaurú e a Faixa Alto Guaporé.

As lineações de estiramento mineral indicam em sua maioria transporte na direção NE-SW, sendo que esta é concordante com a proposta por estudos anteriores, portanto as foliações de direção N30E, predominantes na região compreendida entre o Domínio Estrutural Faixa Alto Guaporé Oeste e Domínio Estrutural Faixa Alto Guaporé Leste possivelmente foram afetadas por zonas de cisalhamento transcorrentes subparalelas a direção de transporte tectônico.

Em termos metamórficos, a presença de pseudomorfos de hornblenda compostos por tremolita e actinolita em rochas máficas da suíte Igarapé Hermes sugere condições de metamorfismo hidratado com início em fácies anfibolito gradando até fácies

xisto-verde. A cinemática e o padrão deformacional encontrado em zonas de cisalhamento que interceptam estas rochas sugerem que este evento deformacional é tardio à deformação principal da Faixa Guaporé, podendo ser uma fase posterior ao seu ápice deformacional ou até mesmo pertencente a um evento distinto, mais recente.

Os dados aerogeofísicos corroboram os dados estruturais, mostrando que o sudeste do estado de Rondônia possui uma história tectônica complexa com distintos eventos de deformação superimpostos. As bacias sedimentares Fanerozoicas (Bacia dos Parecis e Bacia do Guaporé) recobrem grande parte da região, dificultando o mapeamento de importantes feições geológicas do embasamento. Neste sentido, é determinante a integração dos dados aerogeofísicos e dos dados coletados em campo para o avanço no entendimento geológico da região.

A análise dos dados magnéticos permitiu a individualização de segmentos crustais com assinaturas magnéticas distintas, auxiliando o entendimento tectônico da região. A extração dos lineamentos magnéticos possibilitou a caracterização do arcabouço estrutural da região. As assinaturas de estruturas magnéticas de fonte profunda encontram-se em duas direções principais, N50W e N35E. Estes lineamentos provavelmente representam grandes descontinuidades crustais, relacionadas à aglutinação de terrenos com assinaturas magnéticas distintas, e estão associados aos limites entre a Faixa Alto Guaporé e os terrenos Paragua e Jauru. O mapa de pseudo-gravidade da área reforça a presença destas descontinuidades profundas. Os lineamentos magnéticos mais rasos, extraídos do ASA residual, foram diferenciados temporalmente através das relações de corte, o que possibilitou a identificação de três eventos de deformação na região. Os lineamentos mais antigos, relacionados ao evento D1, provavelmente, estão associados com a orogenia mesoproterozoica entre o Terreno Paraguá e o proto-cráton Amazônico, descrita por Loewy et al. (2004), Boger et al. (2005) e Rizzotto et al. (2016). Os lineamentos relacionados ao evento D2 são os de menor expressão na área de estudo e seguem o mesmo *trend* estrutural do lineamento Rio Vermelho (Suíte Intrusiva Pindaiatuba) no Terreno Jauru, noroeste do Mato Grosso, associado à orogenia Sunsás. A estruturação D3 é caracterizada por grandes lineamentos magnéticos retilíneos relacionados a estruturas rúpteis, que aproveitaram a anisotropia crustal gerada nos eventos D1 e D2. Estas

estruturas possivelmente foram ativadas durante a abertura da Bacia dos Parecis no Mesozoico.

A integração dos dados radiométricos permitiu elaborar o mapa de domínios gamaespectrométrico, este mapa tornou possível a individualização das bacias sedimentares Fanerozoicas e o detalhamento dos litotipos do embasamento Proterozoico, como a separação dos principais conjuntos de rochas que afloram na área de pesquisa. A partir desta análise é possível notar a influência de coberturas sedimentares da Bacia do Guaporé, na porção sudoeste da área de trabalho e de rochas da Bacia do Parecis, nas porções norte e nordeste. De tal modo, as rochas do embasamento estão condicionadas a uma estreita faixa de direção noroeste/sudeste, concordante parcialmente com a tendência direcional de estruturação das mesmas. Verificou-se posteriormente se estas assinaturas radiométricas possuíam correlação com as unidades geológicas mapeadas, ou com feições hidrográficas presentes na região. Portanto, a gamaespectrometria correspondeu à principal ferramenta aerogeofísica para descrever as feições superficiais, seja correspondente a rocha ou ao regolito.

A integração dos diferentes produtos gerados a partir da aerogeofísica possibilitou um grande avanço no entendimento estrutural e tectônico da área de estudo, dificultado pela extensa cobertura sedimentar Fanerozoica que recobre o embasamento da região, além de auxiliar no refinamento das unidades geológicas cartografadas em campo. Esta integração facilita a caracterização dos padrões geológicos/geofísicos na região mapeada, que podem ser utilizados para sugerir alvos de interesse econômico.

O tratamento estatístico univariado dos dados de sedimento de corrente forneceram duas assinaturas geoquímicas típicas: uma de afinidade máfica e outra de afinidade ácida. A assinatura de afinidade máfica (Co-Cr-Cu-Fe-V-Mn-Ni-Zn-Sc-Lu-In-Sn-Al-Ga) delimita as zonas anômalas I e II, enquanto que, a de afinidade ácida (Ce-La-Tb-Th-U-Y-Zr) delimita a zona anômala III. Ambas também são observadas no tratamento estatístico multivariado (análise de agrupamento e principais componentes) formando zonas anômalas bem definidas e sobrepondo as zonas anômalas detectadas na estatística univariada. A associação Ba-Mg-Rb-Sr-Ca-K foi definida na análise multivariada e não apareceu na estatística univariada. Ela ressalta a área de exposição do embasamento, acompanhando o trend SE-NW. O garimpo do

goiano, único depósito de ouro primário identificado pelo projeto, ocorre dentro desta anomalia a sudeste da cidade de Colorado do Oeste. Assim como grande parte as pintas de ouro detectadas através de amostras de bateia em aluvião.

As zonas de afinidade máfica delimitam as áreas onde ocorrem os basaltos, dibásios e diabásios da Formação Anari. A assinatura Sn-In sugere fortemente que possam existir rochas vulcânicas ácidas associadas à Formação Anari. Monteiro (2003) sugere, que a refusão de *underplates* de basalto associados a uma contaminação com material da crosta continental, geraram cristais idiomórficos de cassiterita de até 2 µm em rochas ácidas na Formação Serra Geral, na Bacia do Paraná.

Durante a realização das etapas de campo do projeto, diversas ocorrências de formações ferromanganesíferas foram descritas, com alguns corpos de dimensões maiores chegando a serem cartografados. Recomenda-se o maior detalhamento destas áreas através de mapeamento em escala adequada e análises químicas para caracterização dos teores de Mn e Fe.

Em trabalhos futuros é necessário detalhar a área delimitada pela associação de afinidade ácida (Ce-La-Tb-Th-U-Y-Zr). Devido ela possuir correlação direta com anomalias gamaespectrométricas e estar em uma região com favorabilidade de ocorrência de lateritas sob as rochas da Suíte Intrusiva Alto Escondido.

Recomenda-se realizar o *follow-up* nas drenagens onde houve resultados expressivos em números de pintas de ouro, como a bacia do ponto 4212-BA-B-2448 que apresentou 125 pintas e a bacia do ponto 4212-FS-B-1241 que apresentou 74 pintas.

Os dados obtidos neste projeto precisam ser complementados com análises litogeoquímicas, de química mineral, isotópicas e de inclusões fluidas para que seja possível caracterizar melhor as áreas e os processos mineralizadores atuantes na área de estudo.

Os novos dados e resultados deste projeto incrementaram o conhecimento geológico e metalogênico do Sudeste de Rondônia, principalmente, por conter detalhamento dos depósitos/ocorrências, indicar novas áreas favoráveis a concentração de ouro aluvionar, manganês e Terras Raras e, assim, contribuir com o desenvolvimento do setor mineral do estado de Rondônia.

9 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMY, A. (Org.). **Geodiversidade do Estado de Rondônia**. Porto Velho: CPRM, 2010. 300 p.
- BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47., 2014, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG-Núcleo Bahia, 2014. p. 5. 1 CD-ROM.
- ALMEIDA, F. F. M. de (Coord.). **Tectonic map of South America**: explanatory note. Brasília: DNPM, 1978. 23 p. il. Escala 1:5.000.000. mapa color.
- ANDRADE, J. B. F. de; PEREIRA, L. A. da C.; ROMANINI, S. J. **Projeto Serra Céu Azul**: Relatório Final de Pesquisa. DNPM nº 807.206/77. Alvará 196/78. Porto Velho: CPRM, 1980. 25 p.
- BAHIA, R. B. C. et al. Análise da evolução tectono-sedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n.4, p. 639-649, dez., 2007.
- BAHIA, R. B. C. et al. Revisão estratigráfica da Bacia dos Parecis - Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 4, p. 692-703, 2006.
- BARANOV, V. A new method for interpretation of aero-magnetic maps: anomalies. **Geophysics**, v. 22, p. 359-388, 1957.
- BARANOV, V.; NAUDY, H. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole (airborne). **Geophysics**, v. 29, p. 67-79, 1964.
- BARDOSSY, G.; ALEVA, G. J. J. The Amazon Basin: a discussion review. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF ICSOBA, 6., 1989, Poços de Caldas. **Travaux ICSOBA**. Poços de Caldas: L'Académie Yugoslave des Sciences et des Arts, 1989. v. 19, p. 445-458.
- BARROS, A. M. et al. Geologia. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD.21 Cuiabá**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1982. p. 25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- BETTENCOURT, J. S. et al. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. **Journal of South American Earth Sciences**, 29, p. 28-46, 2010.
- BIZZI, L. A. (Ed.) et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. 673 p.
- BLUM, M. L. B. **Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral**. 1999. 113 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.
- BOGER, S. D. et al. U-Pb age data from the Sunsas region of eastern Bolívia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua Block. **Precambrian Research**, v. 139, p. 121-146, 2005.
- BRIGGS, I. C. Machine contouring using minimum curvature. **Geophysics**, v. 39, n. 1, p. 39-48, 1974.
- CARRINO, T. A. et al. Discriminação de áreas de espesso regolito do leste do estado do Amazonas usando estatística multivariada, algoritmo hiperespectral e modelagem de dados espaciais. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, n. 1, p. 155-172, 2011.
- CONCEIÇÃO, A. L.; PEREIRA, L. A. da C. **Projeto Ouro Gemas - Reserva Garimpeira do Rio Madeira**: relatório anual. Porto Velho: DNPM/CPRM, 1986. 20 p.
- 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.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto aerogeofísico sudeste de Rondônia**: relatório final de levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: Lasa Engenharia e Prospecções; Prospectores Aerolevantamentos e Sistemas, 2006. 27 v.
- DARDENNE, M. A. et al. Geologia e metalogenia do depósito de cobre do Graben do Colorado, fossa tectônica de Rondônia, Brasil. In: MARINI, O. J.; QUEIROZ, E. T. de; RAMOS, B. W. (Eds.). **Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia**. Brasília: DNPM-CT-Mineral-ADIMB, 2005. Cap. 9, p. 553 - 596.
- FAIRHEAD, J. D.; WILLIAMS, S. E. Evaluating normalized magnetic derivatives for structural mapping. **Society of Exploration Geophysicists**, v. 25, p. 845-849, 2006.
- FIGUEIREDO, A. J. de A. et al. **Projeto Alto Guaporé**. Relatório final. Folha Tangará da Serra SD,21-Y-B. Goiânia: CPRM, 1974. v.1..
- FONTES, A. S.; ALVARES, D.; MEDEIROS, Y. D. P. **Bacia experimental do rio do Cedro**: implantação e primeiros resultados. 2004. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 7., 2004, São Luís, MA. **Anais...** São Luís, MA: ABRH, 2004. 1 CD-ROM.
- GEOISOFT. **Montaj MAGMAP Filtering**. Technical Documentation. Tutorial. Canada. 2011. Disponível em: <www.geosoft.com/support/downloads/technical-documentation>. Acesso em: 20 mar. 2012.

- GETECH - Geophysical Exploration Technology. **Advanced processing and interpretation of gravity and magnetic Data**. 2007. 22 p.
- GUNN, P. J. **Interpretation of airborne magnetic and radiometric surveys**. Canberra: Australian Geological Survey Organization, 1998. 150 p.
- IAEA. INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. **Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data**. Viena, 2003. 179 p.
- IBGE. **Mapa exploratório de solos do Estado de Rondônia**. 2006a. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas_tematicos/pedologia/unidades_federacao/ro_pedologia.pdf>. Acesso em: 09 out. 2014
- IBGE. **Mapa de unidades de relevo do Brasil**. 2006b. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas_tematicos/mapas_murais/relevo_2006.pdf>. Acesso em: 09 out. 2014.
- IBGE. **Mapa de vegetação do Estado de Rondônia**. 2006c. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas_tematicos/vegetacao/unidades_federacao/ro_vegetacao.pdf>. Acesso em: 09 out. 2014.
- IBGE. **Censo demográfico, Rondônia**. 2010. Disponível em: <http://www.censo2010.ibge.gov.br/sinopse/index.php?uf=11&dados=0>. Acesso em: 26 jun. 2015.
- IBGE. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Manual técnico de pedologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2007. 320 p. il. (Manuais Técnicos em Geociências, 4).
- IBGE. **Mapa exploratório de solos do Estado de Mato Grosso**. 2009. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas_tematicos/pedologia/unidades_federacao/mt_pedologia.pdf>. Acesso em: 09 out. 2014.
- KOPPEN, W. **Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra**. Mexico: Fondo de Cultura Económica, 1948. 478 p.
- KUX, H. J. H.; BRASIL, A. E.; FRANCO, M^a do S. M. Geomorfologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD. 20 Guaporé: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro, 1979. p. 125-164. (Levantamento de Recursos Naturais, 19).
- LICHT, O. A. B. **Prospecção geoquímica: princípios, técnicas e métodos**. Rio de Janeiro: CPRM, 1998. 236 p.
- LIMA, M^a da G. et al. **Geologia e recursos minerais da folha Rio Novo - SD.21-Y-A-I: estado do Mato Grosso, escala 1:100.000**. Porto Velho: CPRM, 2011. 111 p. il. color.
- LITHERLAND, M. et al. **The geology and mineral resources of the bolivian precambrian shield**. London: British Geological Survey, 1986. 152 p. (Overseas Memoir, 9).
- LOEWY, S. L.; CONNELLY, J. N.; DALZIEL, I. W. D. An orphaned basement block: the Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. **Geological Society of America Bulletin**, v. 116, p. 171-187, 2004.
- MACLEOD, I. N.; JONES, K.; DAI, T. F. 3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. **Exploration Geophysics**, v. 24, n. 4, p. 679-688, 1993.
- MILANI, E. J.; ZALAN, P. V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of the South America. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 199-205, 1999.
- 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.
- MINTY, B. R. S. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. **Journal of Australian Geology & Geophysics**, v. 17, n. 2, p. 39-50, 1997.
- NABIGHIAN, M. N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, v. 37, n. 3, p. 507-517, jun. 1972.
- NABIGHIAN, M. N. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations. **Geophysics**, v. 49, n. 6, p. 780-786, 1984.
- OLIVATTI, O.; RIBEIRO FILHO, W. **Projeto Centro Oeste de Mato Grosso, Alto Guaporé e Serra Azul: revisão da geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso**. Goiânia: CPRM, 1976. 1 v.
- 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.
- PINTO FILHO, F. P. et al. **Projeto Sudeste de Rondônia: relatório final**. Porto Velho: CPRM, 1977. v. 1.
- 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.
- PRATT, D. A.; SHI, Z. An improved pseudo-gravity magnetic transform technique for investigation of deep magnetic source rocks. In: GEOPHYSICAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 17., 2004, Sydney. **Extended Abstracts**. Sydney: ASEG, 2004.
- QUADROS, M. L. do E. S.; RIZZOTTO, G. J. (Orgs.). **Geologia e recursos minerais do estado de Rondônia: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do estado de Rondônia, escala 1:1.000.000**. Porto Velho: CPRM, 2007. 116 p. Programa Geologia do Brasil.

- RAJAGOPALAN, S. Analytic signal vs. reduction to pole: solutions for low magnetic latitudes. **Exploration Geophysics**, v. 34, n. 4, p. 257-262, 2003.
- REEVES, C. **Aeromagnetic surveys**: principles, practice and interpretation. Delft: Geosoft, 2005. 155 p. il.
- RIZZOTTO, G. J. (Org.). **Geologia e recursos minerais da folha Pimenteiras SD.20-X-D**: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais da folha Pimenteiras. Escala 1:250.000. Porto Velho: CPRM, 2010. 136 p. il. color. Programa Geologia do Brasil.
- RIZZOTTO, G. J. et al. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo-Folha SD.20 Guaporé**: Sistema de Informações Geográficas, escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM.
- RIZZOTTO, G. J. et al. **Carta geológica folha Vilhena – SD.20-X-B**. Porto Velho: CPRM, 2016. Escala 1:250.000. il. color. Programa Geologia do Brasil (PGB). (No prelo).
- RIZZOTTO, G. J. et al. Geologia e geocronologia da suíte metamórfica Colorado SE de Rondônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais**. João Pessoa: SBG-Núcleo Nordeste, 2002. p. 331.
- RIZZOTTO, G. J. et al. Geologia e Recursos Minerais da Folha Pimenteiras (SD.20.X.D), Sudeste de Rondônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007, Porto Velho. **Anais**. Porto Velho: SBG-Núcleo Norte, 2007. p. 30 - 32.
- RIZZOTTO, G. J. et al. Paleoambiente e o registro fossilífero pleistocênico dos sedimentos da Formação Rio Madeira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Trabalhos Apresentados**. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2006. 1 CD-ROM.
- RIZZOTTO, G. J. et al. The ectasian Guaporé suture in the sw amazon craton: geotectonic implications. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46.; CONGRESSO DE GEOLOGIA DOS PAISES DE LINGUA PORTUGUESA, 1., 2012, Santos, SP. **Anais...** Santos, SP: SBG, 2012. 1 CD-ROM.
- RIZZOTTO, G. J. et al. The Mesoproterozoic Guaporé suture in the SW Amazonian Craton: geotectonic implications based on field geology, zircon geochronology and Nd-Sr isotope geochemistry. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 271-295, 2013.
- RIZZOTTO, G. J. **Petrologia e ambiente geotectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO**. 1999. 137 p. Dissertação (Mestrado em Geociências)-Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999..
- RIZZOTTO, G. J.; DEHLER, N. M. Arcabouço estrutural da faixa Alto Guaporé e o regime tectônico do ectasiano na borda SW do Craton Amazônico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 11.; INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 5., 2007, Natal. **Anais**. Natal: SBG, 2007. p. 130-132.
- RIZZOTTO, G. J.; HARTMANN, L. A. Geological and geochemical evolution of the Trinchira Complex, a Mesoproterozoic ophiolite in the southwestern Amazon Craton, Brazil. **Lithos**, v.148, n.1, p. 277–295, 2012.
- ROMANINI, S. J. **Aspectos geológicos, geoquímicos e metalogenéticos do magmatismo básico/ultrabásico do Estado de Rondônia e área adjacente**. Porto Alegre: CPRM, 2001. 164 p. (Informe de Recursos Minerais. Série Metais do Grupo da Platina e Associados, 28). Projeto Platina e Associados.
- ROMANINI, S. J. **Geologia e prospecção geoquímica/aluvionar da área Corumbiara/Chupinguaia**. Porto Alegre: CPRM, 2000. 25 p. (Informe de Recursos Minerais. Série Metais do Grupo da Platina e Associados, 06). Programa Nacional de Prospecção de Metais do Grupo da Platina.
- ROMANINI, S. J. **Mapa geológico preliminar da Serra Céu Azul/RO**: prospecção geoquímica e síntese geológica-metalogenética. Porto Alegre: CPRM, 1997. (Informe de Recursos Minerais. Série Metais do Grupo da Platina, 03). Programa Nacional de Prospecção de Metais do Grupo da Platina.
- RONDÔNIA. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Ambiental. Núcleo de Sensoriamento Remoto e Climatologia. **Diagnostico das Unidades de Conservação Estadual**. Porto Velho: SEDAM, 2002. 72 p.
- RUIZ, A. S. **Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônico, região limítrofe Brasil-Bolívia, Mato Grosso**. 2005. 260 p. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005.
- SALEM, A. et al. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. **Geophysics**, v. 73, n. 1, p. L1-L10., 2008.
- SANTOS, J. O. S. et al. The Sunsas Orogenic Cycle in Western Amazon Craton, South America and correlation to the Grenville cycle of Laurentia, based on U-Pb isotopic study of detrital and igneous zircons. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais**. João Pessoa: SBG-Núcleo Nordeste, 2002. v. 1. p. 335.
- SANTOS, J. S. O. et al. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos Expandidos**, Belém: SBG. 1 CD-ROM.
- SANTOS, J. O. S. et al. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.
- SANTOS, R. O. B. dos et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto

- RADAMBRASIL. **Folha SD. 20 Guaporé:** geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1979. p. 21-123. (Levantamento de Recursos Naturais, 19).
- SAUNDERS, D. F. et al. Relation of thorium-normalized surface and aerial radiometric data to subsurface petroleum accumulations. **Geophysics**, v. 58, p. 1417-1427, 1993.
- SCANDOLARA, J. E. (Coord.). et al. **Mapa geológico do estado de Rondônia.** Porto Velho: CPRM, 1999. mapa, color. Escala 1:1.000.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- SCANDOLARA, J. E. **Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsas Aguapeí, centro-leste de Rondônia, SW do Cráton Amazônico.** 2006. 383 p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2006.
- SHERIFF, R. E. **Encyclopedic dictionary of exploration geophysics.** 4. ed. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2002.
- Siivola, J. and Schmid, R. (2007) **Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: List of mineral abbreviations.** Web version 01.02.07. (http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf) IUGS Commission on the Systematics in Petrology.
- SIQUEIRA, L. P. de. Bacia dos Parecis. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v.3, n.1-2, p. 3-16, jan/jun. 1989.
- SPECTOR, A.; GRANT, F. S. Statistical model for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics**, v. 35, n. 2, p. 293-302, 1970.
- SUMITANI, N. G. **Valores de arrecadação por receitas do estado de Rondônia.** Porto Velho: SEFIN, 2006.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. (Org. et al.). **Geologia do continente Sul-Americano:** evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. Cap. 28, p. 471-485.
- TEIXEIRA, W. et al. A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 47-60, 2010.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G. Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2., 1984, Manaus. **Anais.** Manaus: DNPM, 1984. p. 87-102.
- TUKEY, J. W. **Exploratory data analysis.** Massachusetts: Addison-Wesley, 1977.
- VALERIANO, M. M.; ROSSETTI, D. F.; ALBUQUERQUE, P. C. G. Topodata: desenvolvimento da primeira versão do banco de dados geomorfológicos locais em cobertura nacional. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2009, Natal. **Anais.** Natal: INPE, 2009. p. 5499-5506.
- WIJINS, C.; PEREZ, C.; KOWALCZYK, P. Theta map: edge detection in magnetic data. **Geophysics**, v. 70, n. 4, p. L39-L43, 2005.

LISTAGEM DOS INFORMES DE RECURSOS MINERAIS

SÉRIE METAIS DO GRUPO DA PLATINA E ASSOCIADOS

- Nº 01 - Mapa de Caracterização das Áreas de Trabalho (Escala 1:7.000.000), 1996.
Nº 02 - Mapa Geológico Preliminar da Serra do Colorado - Rondônia e Síntese Geológico-Metalogenética, 1997.
Nº 03 - Mapa Geológico Preliminar da Serra Céu Azul - Rondônia, Prospecção Geoquímica e Síntese Geológico-Metalogenética, 1997.
Nº 04 - Síntese Geológica e Prospecção por Concentrados de Bateia nos Complexos Canabrava e Barro Alto - Goiás, 1997.
Nº 05 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica/Aluvionar da Área Migrantinópolis - Rondônia, 2000.
Nº 06 - Geologia e Prospecção Geoquímica/Aluvionar da Área Corumbiara/Chupinguaia - Rondônia, 2000.
Nº 07 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica/Aluvionar da Área Serra Azul - Rondônia, 2000.
Nº 08 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Rio Branco/Alta Floresta - Rondônia, 2000.
Nº 09 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Santa Luzia - Rondônia, 2000.
Nº 10 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Nova Brasilândia - Rondônia, 2000.
Nº 11 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica da Área Rio Madeirinha - Mato Grosso, 2000.
Nº 12 - Síntese Geológica e Prospectiva das Áreas Pedra Preta e Cotingo - Roraima, 2000.
Nº 13 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Santa Bárbara - Goiás, 2000.
Nº 14 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Barra da Gameleira - Tocantins, 2000.
Nº 15 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Córrego Seco - Goiás, 2000.
Nº 16 - Síntese Geológica e Resultados Prospectivos da Área São Miguel do Guaporé - Rondônia, 2000.
Nº 17 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Cana Brava - Goiás, 2000.
Nº 18 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Cacoal - Rondônia, 2000.
Nº 19 - Geologia e Resultados Prospectivos das Áreas Morro do Leme e Morro Sem Boné - Mato Grosso, 2000.
Nº 20 - Geologia e Resultados Prospectivos das Áreas Serra dos Pacaás Novos e Rio Cautário - Rondônia, 2000.
Nº 21 - Aspectos Geológicos, Geoquímicos e Potencialidade em Depósitos de Ni-Cu-EGP do Magmatismo da Bacia do Paraná - 2000.
Nº 22 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Tabuleta - Mato Grosso, 2000.
Nº 23 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Rio Alegre - Mato Grosso, 2000.
Nº 24 - Geologia e Resultados Prospectivos da Área Figueira Branca/Indiavaí - Mato Grosso, 2000.
Nº 25 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica/Aluvionar das Áreas Jaburu, Caracará, Alto Tacutu e Amajari - Roraima, 2000.
Nº 26 - Prospecção Geológica e Geoquímica no Corpo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça - Pará, 2001.
Nº 27 - Prospecção Geológica e Geoquímica nos Corpos Máfico-Ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté - Pará, 2001.
Nº 28 - Aspectos geológicos, Geoquímicos e Metalogenéticos do Magmatismo Básico/Ultrabásico do Estado de Rondônia e Área Adjacente, 2001.
Nº 29 - Geological, Geochemical and Potentiality Aspects of Ni-Cu-PGE Deposits of the Paraná Basin Magmatism, 2001.
Nº 30 - Síntese Geológica e Prospecção Geoquímica da Área Barro Alto - Goiás, 2010.

SÉRIE MAPAS TEMÁTICOS DE OURO - ESCALA 1:250.000

- Nº 01 - Área GO-09 Aurilândia/Anicuns - Goiás, 1995.
Nº 02 - Área RS-01 Lavras do Sul/Caçapava do Sul - Rio Grande do Sul, 1995.
Nº 03 - Área RO-01 Presidente Médici - Rondônia, 1996.
Nº 04 - Área SP-01 Vale do Ribeira - São Paulo, 1996.
Nº 05 - Área PA-15 Inajá - Pará, 1996.
Nº 06 - Área GO-05 Luziânia - Goiás, 1997.
Nº 07 - Área PA-01 Paru - Pará, 1997.
Nº 08 - Área AP-05 Serra do Navio/Cupixi - Amapá, 1997.
Nº 09 - Área BA-15 Caripará - Bahia, 1997.
Nº 10 - Área GO-01 Crixás/Pilar - Goiás, 1997.
Nº 11 - Área GO-02 Porangatu/Mara Rosa - Goiás, 1997.
Nº 12 - Área GO-03 Niquelândia - Goiás, 1997.
Nº 13 - Área MT-01 Peixoto de Azevedo/Vila Guarita - Mato Grosso, 1997.
Nº 14 - Área MT-06 Ilha 24 de Maio - Mato Grosso, 1997.
Nº 15 - Área MT-08 São João da Barra - Mato Grosso/Pará, 1997.
Nº 16 - Área RO-02 Jenipapo/Serra Sem Calça - Rondônia, 1997.
Nº 17 - Área RO-06 Guaporé/Madeira - Rondônia, 1997.
Nº 18 - Área RO-07 Rio Madeira - Rondônia, 1997.
Nº 19 - Área RR-01 Uaricaá - Roraima, 1997.
Nº 20 - Área AP-03 Alto Jari - Amapá/Pará, 1997.

- Nº 21 - Área CE-02 Várzea Alegre/Lavras da Mangabeira/Encanto - Ceará, 1997.
Nº 22 - Área GO-08 Arenópolis/Amorinópolis - Goiás, 1997.
Nº 23 - Área PA-07 Serra Pelada - Pará, 1997.
Nº 24 - Área SC-01 Botuverá/Brusque/Gaspar - Santa Catarina, 1997.
Nº 25 - Área AP-01 Cassiporé - Amapá, 1997.
Nº 26 - Área BA-04 Jacobina Sul - Bahia, 1997.
Nº 27 - Área PA-03 Cuiapucu/Carará - Pará/Amapá, 1997.
Nº 28 - Área PA-10 Serra dos Carajás - Pará, 1997.
Nº 29 - Área AP-04 Tumucumaque - Pará, 1997.
Nº 30 - Área PA-11 Xinguara - Pará, 1997.
Nº 31 - Área PB-01 Cachoeira de Minas/Itajubatiba/Itapetim - Paraíba/Pernambuco, 1997.
Nº 32 - Área AP-02 Tartarugalzinho - Amapá, 1997.
Nº 33 - Área AP-06 Vila Nova/Iratapuru - Amapá, 1997.
Nº 34 - Área PA-02 Ipitinga - Pará/Amapá, 1997.
Nº 35 - Área PA-17 Caracol - Pará, 1997.
Nº 36 - Área PA-18 Vila Riozinho - Pará, 1997.
Nº 37 - Área PA-19 Rio Novo - Pará, 1997.
Nº 38 - Área PA-08 São Félix - Pará, 1997.
Nº 39 - Área PA-21 Marupá - Pará, 1998.
Nº 40 - Área PA-04 Três Palmeiras/Volta Grande - Pará, 1998.
Nº 41 - Área TO-01 Almas/Natividade - Tocantins, 1998.
Nº 42 - Área RN-01 São Fernando/Ponta da Serra/São Francisco - Rio Grande do Norte/Paraíba, 1998.
Nº 43 - Área GO-06 Cavalcante - Goiás/Tocantins, 1998.
Nº 44 - Área MT-02 Alta Floresta - Mato Grosso/Pará, 1998.
Nº 45 - Área MT-03 Serra de São Vicente - Mato Grosso, 1998.
Nº 46 - Área AM-04 Rio Traíra - Amazonas, 1998.
Nº 47 - Área GO-10 Pirenópolis/Jaraguá - Goiás, 1998.
Nº 48 - Área CE-01 Reriutaba/Ipu - Ceará, 1998.
Nº 49 - Área PA-06 Manelão - Pará, 1998.
Nº 50 - Área PA-20 Jacareacanga - Pará/Amazonas, 1998.
Nº 51 - Área MG-07 Paracatu - Minas Gerais, 1998.
Nº 52 - Área RO-05 Colorado - Rondônia/Mato Grosso, 1998.
Nº 53 - Área TO-02 Brejinho de Nazaré - Tocantins, 1998.
Nº 54 - Área RO-04 Porto Esperança - Rondônia, 1998.
Nº 55 - Área RO-03 Parecis - Rondônia, 1998.
Nº 56 - Área RR-03 Uraricoera - Roraima, 1998.
Nº 57 - Área GO-04 Goiás - Goiás, 1998.
Nº 58 - Área MA-01 Belt do Gurupi - Maranhão/Pará, 1998.
Nº 59 - Área MA-02 Aurizona/Carutapera - Maranhão/Pará, 1998.
Nº 60 - Área PE-01 Serrita - Pernambuco, 1998.
Nº 61 - Área PR-01 Curitiba/Morretes - Paraná, 1998.
Nº 62 - Área MG-01 Pitangui - Minas Gerais, 1998.
Nº 63 - Área PA-12 Rio Fresco - Pará, 1998.
Nº 64 - Área PA-13 Madalena - Pará, 1998.
Nº 65 - Área AM-01 Parauari - Amazonas/Pará, 1999.
Nº 66 - Área BA-01 Itapicuru Norte - Bahia, 1999.
Nº 67 - Área RR-04 Quino Maú - Roraima, 1999.
Nº 68 - Área RR-05 Apiaú - Roraima, 1999.
Nº 69 - Área AM 05 Gavião/Dez Dias - Amazonas, 1999.
Nº 70 - Área MT-07 Araés/Nova Xavantina - Mato Grosso, 2000.
Nº 71 - Área AM-02 Cauaburi - Amazonas, 2000.
Nº 72 - Área RR-02 Mucajaí - Roraima, 2000.
Nº 73 - Área RR-06 Rio Amajari - Roraima, 2000.
Nº 74 - Área BA-03 Jacobina Norte - Bahia, 2000.
Nº 75 - Área MG-04 Serro - Minas Gerais, 2000.
Nº 76 - Área BA-02 Itapicuru Sul - Bahia, 2000.
Nº 77 - Área MG-03 Conselheiro Lafaiete - Minas Gerais, 2000.
Nº 78 - Área MG-05 Itabira - Minas Gerais, 2000.
Nº 79 - Área MG-09 Riacho dos Machados - Minas Gerais, 2000.
Nº 80 - Área BA-14 Correntina - Bahia, 2000.
Nº 81 - Área BA-12 Boquira Sul - Bahia, 2000

- Nº 82 - Área BA-13 Gentio do Ouro - Bahia, 2000.
- Nº 83 - Área BA-08 Rio de Contas/Ibitiara Sul - Bahia, 2000.
- Nº 84 - Área MT-05 Cuiabá/Poconé - Mato Grosso, 2000.
- Nº 85 - Área MT-04 Jauru/Barra dos Bugres - Mato Grosso, 2000.

SÉRIE OURO - INFORMES GERAIS

- Nº 01 - Mapa de Reservas e Produção de Ouro no Brasil (Escala 1:7.000.000), 1996.
- Nº 02 - Programa Nacional de Prospecção de Ouro - Natureza e Métodos, 1998.
- Nº 03 - Mapa de Reservas e Produção de Ouro no Brasil (Escala 1:7.000.000), 1998.
- Nº 04 - Gold Prospecting National Program - Subject and Methodology, 1998.
- Nº 05 - Mineralizações Auríferas da Região de Cachoeira de Minas – Municípios de Manaíra e Princesa Isabel - Paraíba, 1998.
- Nº 06 - Mapa de Reservas e Produção de Ouro no Brasil (Escala 1:7.000.000), 2000.
- Nº 07 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Minas do Camaquã - Rio Grande do Sul, 2000.
- Nº 08 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Ibaré – Rio Grande do Sul, 2000.
- Nº 09 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Çaçapava do Sul - Rio Grande do Sul, 2000.
- Nº 10 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Passo do Salsinho - Rio Grande do Sul, 2000.
- Nº 11 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Marmeleiro - Rio Grande do Sul, 2000.
- Nº 12 - Map of Gold Production and Reserves of Brazil (1:7.000.000 Scale), 2000
- Nº 13 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Cambaizinho - Rio Grande do Sul, 2001.
- Nº 14 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Passo do Ivo - Rio Grande do Sul, 2001.
- Nº 15 - Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 - Lavras do Sul/Çaçapava do Sul, Subárea Batovi – Rio Grande do Sul, 2001.
- Nº 16 - Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso – Goiânia, 2008.
- Nº 17 - Metalogenia do Distrito Aurífero do Rio Juma, Nova Aripuanã, Manaus, 2010.

SÉRIE INSUMOS MINERAIS PARA AGRICULTURA

- Nº 01 - Mapa Síntese do Setor de Fertilizantes Mineraias (NPK) no Brasil (Escala 1:7.000.000), 1997.
- Nº 02 - Fosfato da Serra da Bodoquena - Mato Grosso do Sul, 2000.
- Nº 03 - Estudo do Mercado de Calcário para Fins Agrícolas no Estado de Pernambuco, 2000.
- Nº 04 - Mapa de Insumos Mineraias para Agricultura e Áreas Potenciais nos Estados de Pernambuco, Alagoas, Paraíba e Rio Grande do Norte, 2001.
- Nº 05 - Estudo dos Níveis de Necessidade de Calcário nos Estados de Pernambuco, Alagoas, Paraíba e Rio Grande do Norte, 2001.
- Nº 06 - Síntese das Necessidades de Calcário para os Solos dos Estados da Bahia e Sergipe, 2001.
- Nº 07 - Mapa de Insumos Mineraias para Agricultura e Áreas Potenciais de Rondônia, 2001.
- Nº 08 - Mapas de Insumos Mineraias para Agricultura nos Estados de Amazonas e Roraima, 2001.
- Nº 09 - Mapa-Síntese de Jazimentos Mineraias Carbonatados dos Estados da Bahia e Sergipe, 2001.
- Nº 10 - Insumos Mineraias para Agricultura e Áreas Potenciais nos Estados do Pará e Amapá, 2001.
- Nº 11 - Síntese dos Jazimentos, Áreas Potenciais e Mercado de Insumos Mineraias para Agricultura no Estado da Bahia, 2001.
- Nº 12 - Avaliação de Rochas Calcárias e Fosfatadas para Insumos Agrícolas do Estado de Mato Grosso, 2008.
- Nº 13 - Projeto Fosfato Brasil – Parte I, Salvador, 2011.
- Nº 14 - Projeto Fosfato Brasil – Estado de Mato Grosso – Áreas Araras/Serra do Caeté e Planalto da Serra, 2011.
- Nº 15 - Projeto Mineralizações Associadas à Plataforma Bambuí no Sudeste do Estado do Tocantins (TO) – Goiânia, 2012.
- Nº 16 – Rochas Carbonáticas do Estado de Rondônia, Porto Velho, 2015.
- Nº 17 – Projeto Fosfato Brasil – Parte II, Salvador, 2016.
- Nº 18 – Geoquímica Orientativa para Pesquisa de Fosfato no Brasil, Salvador, 2016.

SÉRIE PEDRAS PRECIOSAS

- Nº 01 - Mapa Gemológico da Fronteira Oeste do Rio Grande do Sul, 1997.
- Nº 02 - Mapa Gemológico da Região Lajeado/Soledade/Salto do Jacuí - Rio Grande do Sul, 1998

- Nº 03 - Mapa Gemológico da Região de Ametista do Sul - Rio Grande do Sul, 1998.
- Nº 04 - Recursos Gemológicos dos Estados do Piauí e Maranhão, 1998.
- Nº 05 - Mapa Gemológico do Estado do Rio Grande do Sul, 2000.
- Nº 06 - Mapa Gemológico do Estado de Santa Catarina, 2000.
- Nº 07 - Aspectos da Geologia dos Pólos Diamantíferos de Rondônia e Mato Grosso – O Fórum de Juína – Projeto Diamante, Goiânia, 2010.
- Nº 08 - Projeto Avaliação dos Depósitos de Opalas de Pedro II – Estado do Piauí, Teresina, 2015.
- Nº 09 - Aluviões Diamantíferos da Foz dos Rios Jequitinhonha e Pardo - Fase I – Estado da Bahia, Salvador, 2015.

SÉRIE OPORTUNIDADES MINERAIS - EXAME ATUALIZADO DE PROJETO

- Nº 01 - Níquel de Santa Fé - Estado de Goiás, 2000.
- Nº 02 - Níquel do Morro do Engenho - Estado de Goiás, 2000.
- Nº 03 - Cobre de Bom Jardim - Estado de Goiás, 2000.
- Nº 04 - Ouro no Vale do Ribeira - Estado de São Paulo, 1996.
- Nº 05 - Chumbo de Nova Redenção - Estado da Bahia, 2001.
- Nº 06 - Turfa de Caçapava - Estado de São Paulo, 1996.
- Nº 08 - Ouro de Natividade - Estado do Tocantins, 2000.
- Nº 09 - Gipsita do Rio Cupari - Estado do Pará, 2001.
- Nº 10 - Zinco, Chumbo e Cobre de Palmeirópolis - Estado de Tocantins, 2000.
- Nº 11 - Fosfato de Miriri - Estados de Pernambuco e Paraíba, 2001.
- Nº 12 - Turfa da Região de Itapuã - Estado do Rio Grande do Sul, 1998.
- Nº 13 - Turfa de Águas Claras - Estado do Rio Grande do Sul, 1998.
- Nº 14 - Turfa nos Estados de Alagoas, Paraíba e Rio Grande do Norte, 2001.
- Nº 15 - Nióbio de Uaupés - Estado do Amazonas, 1997.
- Nº 16 - Diamante do Rio Maú - Estado da Roraima, 1997.
- Nº 18 - Turfa de Santo Amaro das Brotas - Estado de Sergipe, 1997.
- Nº 19 - Diamante de Santo Inácio - Estado da Bahia, 2001.
- Nº 21 - Carvão nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, 1997.
- Nº 22 - Coal in the States of Rio Grande do Sul and Santa Catarina, 2000.
- Nº 23 - Kaolin Exploration in the Capim River Region - State of Pará - Executive Summary, 2000.
- Nº 24 - Turfa de São José dos Campos - Estado de São Paulo, 2002.
- Nº 25 - Lead in Nova Redenção - Bahia State, Brazil, 2001.

SÉRIE DIVERSOS

- Nº 01 - Informe de Recursos Minerais - Diretrizes e Especificações - Rio de Janeiro, 1997.
- Nº 02 - Argilas Nobres e Zeolitas na Bacia do Parnaíba - Belém, 1997.
- Nº 03 - Rochas Ornamentais de Pernambuco - Folha Belém do São Francisco - Escala 1:250.000 - Recife, 2000.
- Nº 04 - Substâncias Minerais para Construção Civil na Região Metropolitana de Salvador e Adjacências - Salvador, 2001.

SÉRIE RECURSOS MINERAIS MARINHOS

- Nº 01 – Potencialidade dos Granulados Marinhos da Plataforma Continental Leste do Ceará – Recife, 2007.

SÉRIE ROCHAS E MINERAIS INDUSTRIAIS

- Nº 01 – Projeto Materiais de Construção na Área Manacapuru-Iranduba-Manaus-Careiro (Domínio Baixo Solimões) – Manaus, 2007.
- Nº 02 – Materiais de Construção Civil na região Metropolitana de Salvador – Salvador, 2008.
- Nº 03 – Projeto Materiais de Construção no Domínio Médio Amazonas – Manaus, 2008.
- Nº 04 – Projeto Rochas Ornamentais de Roraima – Manaus, 2009.
- Nº 05 – Projeto Argilas da Bacia Pimenta Bueno – Porto Velho, 2010.
- Nº 06 – Projeto Quartzo Industrial Dueré-Cristalândia – Goiânia, 2010.
- Nº 07 – Materiais de Construção Civil na região Metropolitana de Aracaju – Salvador, 2011.
- Nº 08 – Rochas Ornamentais no Noroeste do Estado do Espírito Santo – Rio de Janeiro, 2012.
- Nº 09 – Projeto Insumos Minerais para a Construção Civil na Região Metropolitana do Recife – Recife, 2012.
- Nº 10 – Materiais de Construção Civil da Folha Porto Velho – Porto Velho, 2013.
- Nº 11 – Polo Cerâmico de Santa Gertrudes – São Paulo, 2014.
- Nº 12 – Projeto Materiais de Construção Civil na Região Metropolitana de Natal – Recife, 2015.
- Nº 13 – Materiais de Construção Civil para Vitória da Conquista, Itabuna-Ilhéus e Feira de Santana – Salvador, 2015.

- Nº 14 – Projeto Materiais de Construção da Região de Marabá e Eldorado dos Carajás – Belém, 2015.
- Nº 15 – Panorama do Setor de Rochas Ornamentais do Estado de Rondônia – Porto Velho, 2015
- Nº 16 – Projeto Materiais de Construção da Região Metropolitana de Goiânia – Goiânia, 2015
- Nº 17 – Projeto Materiais de Construção da Região Metropolitana de Porto Alegre – Porto Alegre, 2016
- Nº 18 – Projeto Materiais de Construção da Região Metropolitana de Fortaleza – Fortaleza, 2016
- Nº 19 – Projeto Materiais de Construção Civil da Região da Grande Florianópolis – Porto Alegre, 2016

SÉRIE METAIS - INFORMES GERAIS

- Nº 01 – Projeto BANE0 – Bacia do Camaquã – Metalogenia das Bacias Neoproterozóico-eopaleozóicas do Sul do Brasil, Porto Alegre, 2008
- Nº 02 – Mapeamento Geoquímico do Quadrilátero Ferrífero e seu Entorno - MG – Rio de Janeiro, 2014.
- Nº 03 – Projeto BANE0 – Bacias do Itajaí, de Campo Alegre e Corupá – Metalogenia das Bacias Neoproterozóico-eopaleozóicas do Sul do Brasil, Porto Alegre, 2015

SÉRIE PROVÍNCIAS MINERAIS DO BRASIL

- Nº 01 – Áreas de Relevante Interesse Mineral - ARIM, Brasília, 2015
- Nº 02 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Tróia-Pedra Branca, Estado do Ceará, Fortaleza, 2015
- Nº 03 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Sudeste do Tapajós, Estado do Pará, Brasília, 2015.
- Nº 04 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Província Aurífera Juruena-Teles Pires-Aripuanã – Geologia e Recursos Minerais da Folha Ilha Porto Escondido – SC.21-V-C-III, Brasília, 2015.
- Nº 05 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Distrito Zincífero de Vazante – MG, Brasília, 2015.
- Nº 06 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Rochas Alcalinas da Porção Meridional do Cinturão Ribeira. Estados de São Paulo e Paraná, Brasília, 2015.
- Nº 07 – Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Sudeste de Rondônia, Brasília, 2016

SÉRIE MINERAIS ESTRATÉGICOS

- Nº 01 – Diretrizes para Avaliação do Potencial do Potássio, Fosfato, Terras Raras e Lítio no Brasil, Brasília, 2015.
- Nº 02 – Avaliação do Potencial de Terras Raras no Brasil, Brasília, 2015.
- Nº 03 – Projeto Avaliação do Potencial do Lítio no Brasil – Área do Médio Rio Jequitinhonha, Nordeste de Minas Gerais, Brasília, 2016.

INFORME DE RECURSOS MINERAIS

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL

Série Províncias Mineraias do Brasil, nº 07

METALOGENIA DAS PROVÍNCIAS MINERAIS DO BRASIL: ÁREA SUDESTE DE RONDÔNIA

O produto Informe de Recursos Mineraias, parte integrante do Programa Geologia do Brasil, objetiva sistematizar e divulgar os resultados das atividades e projetos desenvolvidos pelo 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.

As ações desenvolvidas no Projeto envolvem mapeamento geológico e estrutural em escala de detalhe dos principais garimpos de ouro existentes na região, mapeamento não sistemático das Folhas Rio Escondido (SD-20-X -D-II) e Ilha do Porto (SD-20-X-D-III) e confecção de Mapa Geofísico-Geológico integrado da área do projeto na escala 1:250.000.

Trata-se de um produto que tem por objeto principal o fomento à pesquisa e exploração mineral no Estado de Rondônia, ao tempo em que sinaliza com áreas de maior favorabilidade/prospectividade nas quais os investimentos poderão ser priorizados, tipo do garimpo do Zê Goiano, única ocorrência de ouro primário dentro da área do projeto, que ocorre em de zonas anômalas a sudeste da cidade de Colorado do Oeste.

Durante a realização das etapas de campo do projeto, diversas ocorrências de formações ferromanganesíferas de idade mesoproterozoica foram descritas, com alguns corpos de dimensões maiores chegando a serem cartografados.

Os resultados deste projeto incrementaram o conhecimento geológico e metalogenético do Sudeste de Rondônia, principalmente, por conter detalhamento dos depósitos/ocorrências e indicar novas áreas favoráveis à concentração de ouro aluvionar, manganês e Terras Raras.

Além de ser um instrumento para formulação de políticas públicas, este produto auxilia na atração de investimentos no setor mineral, fator importante para a manutenção do crescimento econômico, cujos efeitos podem resultar na geração de emprego, renda e desenvolvimento social à luz da sustentabilidade e respeito ao meio ambiente.

Sede

Setor Bancário Norte - SBN - Quadra 02, Asa Norte
Bloco H - Edifício Central Brasília - Brasília – DF
CEP: 70040-904
Tel: 61 2108-8400

Escritório Rio de Janeiro

Av Pasteur, 404 – Urca
Rio de Janeiro – RJ Cep: 22290-255
Tel: 21 2295-5337 - 21 2295-5382

Diretoria de Geologia e Recursos Mineraias

Tel: 21 2546-0212 - 61 3223-1166

Departamento de Geologia

Tel: 71 3371-8886

Departamento de Recursos Mineraias

Tel: 61 2108-8486

Divisão de Projetos Especiais e Mineraias Estratégicos

Tel: 92 2126-0308

Divisão Geologia Econômica

Tel: 61 2108-8485

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Tel: 21 2295-5837 - 61 3223-1059

Residência de Porto Velho

Avenida Lauro Sodré, 2561 - Tanques
Porto Velho - RO - CEP: 78904-300
Tel.: 69 3901-3700

Assessoria de Comunicação

Tel: 61 2108-8468

E-mail: asscomdf@cprm.gov.br

Divisão de Marketing e Divulgação

Tel: 31 3878-0372

E-mail: marketing@cprm.gov.br

Ouvidoria

Tel: 21 2295-4697

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



SECRETARIA DE
GEOLOGIA, MINERAÇÃO
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

MINISTÉRIO DE
MINAS E ENERGIA

