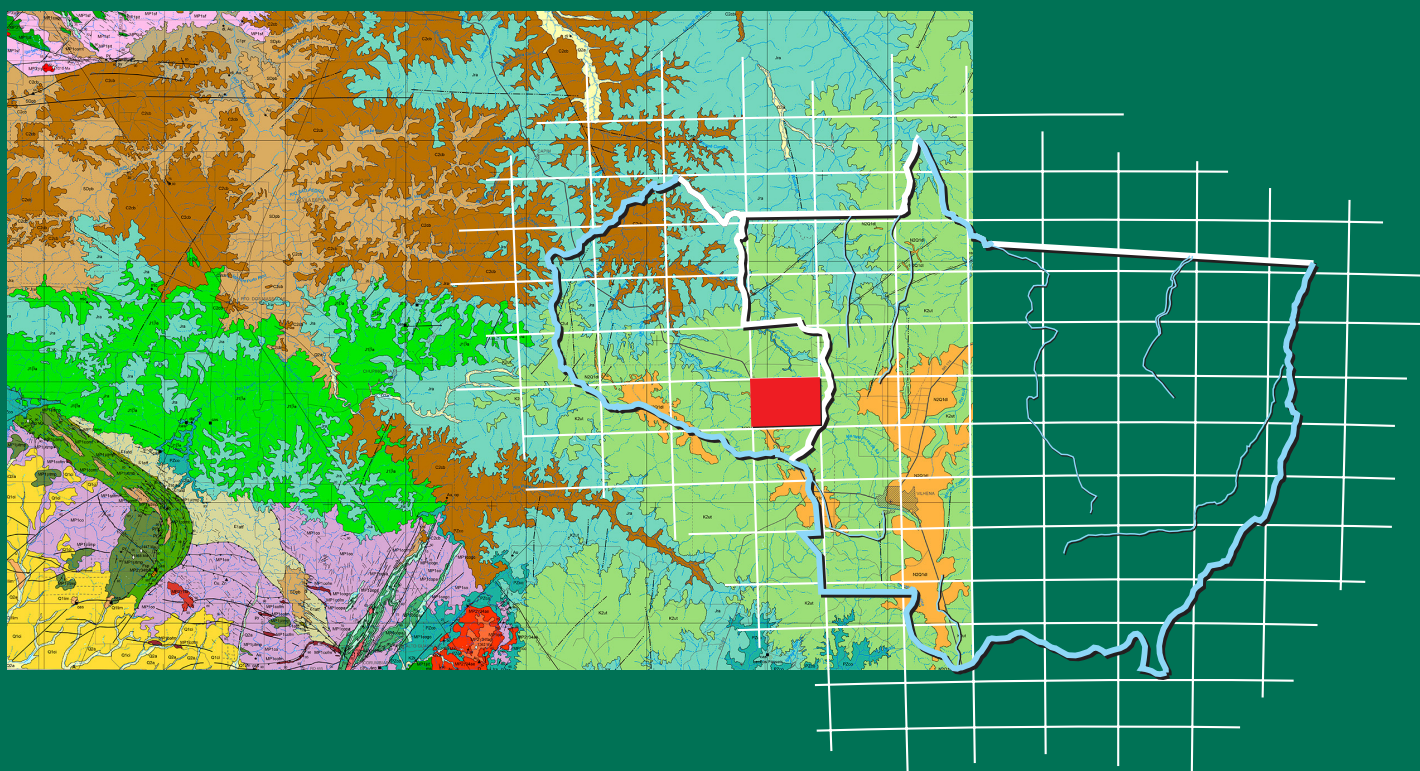


Cartografia da Amazônia Levantamentos Geológicos Básicos



GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA FOLHA VILHENA – SD.20-X-B



Programa Geologia do Brasil

Escala: 1:250.000

2016



CPRM
Serviço Geológico do Brasil

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 GEOLOGIA
RESIDÊNCIA DE PORTO VELHO

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DA FOLHA VILHENA
SD.20-X-B

ESCALA 1:250.000
ESTADO DE RONDÔNIA

Gilmar José Rizzotto
José Guilherme de Oliveira
Nolan Dehler
Idio Lopes Júnior



PORTO VELHO
2016

CPRM – RESIDÊNCIA DE PORTO VELHO
AVENIDA LAURO SODRÉ, 2561 – BAIRRO SÃO SEBASTIÃO
PORTO VELHO – RO – 78904-300
FAX: (69) 3901-3702
TEL.: (69) 3901-3700/3901-3701
HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR

R627g Rizzotto, Gilmar José

Geologia e recursos minerais da Folha Vilhena SD. 20-X-B,
Escala 1:250.000, Estado de Rondônia / Gilmar José Rizzotto [et al.].
- Porto Velho: CPRM, 2016.

128 p.: il. color.

Programa Geologia do Brasil (PGB).

ISBN 978-85-7499-269-3

1. Geologia Regional-Brasil-Rondônia. 2. Recursos Minerais-Brasil-Rondônia. I. Rizzotto, Gilmar José. II. Oliveira, José Guilherme de. III. Dehler, Nolan. IV. Lopes Júnior, Idio. V. Título.

CDD 558.175

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 GEOLOGIA
RESIDÊNCIA DE PORTO VELHO

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DA FOLHA VILHENA

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

Roberto Ventura Santos
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

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

Reginaldo Alves dos Santos
Chefe do Departamento de Geologia

Francisco Valdir Silveira
Chefe do Departamento de Recursos Minerais

Edilton José dos Santos
Chefe da Divisão de Geologia Básica

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

Patricia Durringer Jacques
Chefe da Divisão de Geoprocessamento

Paulo Roberto Macedo Bastos
Chefe da Divisão de Cartografia

José Márcio Henriques Soares
Chefe Interino do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

José Márcio Henriques Soares
Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

RESIDÊNCIA DE PORTO VELHO

Edgar Romeo Herrera de Figueiredo Iza
Chefe de Residência

Ruy Benedito Calliari Bahia
Coordenador Executivo

Cassiano Costa e Castro
Assistente de Produção de Geologia e Recursos Minerais

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 GEOLOGIA
RESIDÊNCIA DE PORTO VELHO

CRÉDITOS AUTORAIS

Gilmar José Rizzotto
José Guilherme de Oliveira
Nolan Maia Dehler
Idio Lopes Júnior

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

APRESENTAÇÃO

Eduardo Jorge Ledsham

1. INTRODUÇÃO

Gilmar José Rizzotto
José Guilherme de Oliveira

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Gilmar José Rizzotto

3. ESTRATIGRAFIA

Gilmar José Rizzotto

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

Gilmar José Rizzotto
Nolan Maia Dehler

5. GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

Idio Lopes Júnior

6. RECURSOS MINERAIS

Gilmar José Rizzotto

7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Gilmar José Rizzotto

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Terezinha de Jesus Fôro

COORDENAÇÃO TÉCNICA REGIONAL

Cassiano Costa e Castro

COLABORAÇÃO TÉCNICA

João Marcelo Rodrigues de Castro
João Batista Andrade
José Guilherme de Oliveira
Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros
Maria da Guia Lima

REVISÃO FINAL

Reginaldo Alves dos Santos
Jaime Estevão Scandolara

PROJETO GRÁFICO (DIAGRAMAÇÃO) – GERIDE-SP

Lauro Gracindo Pizzatto
Marina das Graças Perin
José da Costa Pinto

**PROJETO GRÁFICO (PADRÃO CAPA/EMBALAGEM –
DERID/DIMARK)**

Ernesto Von Sperling
José Márcio Henrique Soares
Washington José Ferreira Santos

APRESENTAÇÃO

O Ministério de Minas e Energia, através da CPRM – Serviço Geológico do Brasil tem a grata satisfação de disponibilizar à comunidade técnico-científica e aos empresários do setor mineral brasileiro, mais um produto do Programa Geologia do Brasil, do Governo Federal, cujo objetivo é o de implementar ações que ampliem o conhecimento geológico e hidrogeológico do Brasil, além de produzir e fornecer informações para o planejamento e ordenamento da ocupação do solo e do subsolo do território nacional.

Este produto, executado pela Residência de Porto Velho, uma das unidades regionais do Serviço Geológico do Brasil, reúne dados e informações geológicas e de recursos minerais sobre uma área de 18.000 km² localizada no Estado de Rondônia, compreendida pela Folha Vilhena, abrangendo total ou parcialmente as áreas dos municípios de Vilhena, Pimenta Bueno, Chupinguaia, Corumbiara, Colorado d’Oeste, Pimenteiras d’Oeste, Parecis, São Felipe, Primavera de Rondônia, todos do Estado de Rondônia, e Comodoro no Mato Grosso.

No desenvolvimento do projeto foram realizados levantamentos de dados geológicos e geoquímicos, análise de dados aerogeofísicos, estudos petrográficos e geocronológicos, análise química de amostras de rocha e geoquímica de sedimentos ativos de corrente e análises mineralométricas de concentrados de bateia.

Os resultados obtidos pelo Projeto representam, sem dúvida alguma, um importante avanço na cartografia geológica e na avaliação da potencialidade mineral dessa importante porção do território nacional.

Os dados e informações geológicas geradas durante o desenvolvimento do projeto estão armazenados no Banco de Dados Geológicos do Serviço Geológico do Brasil (GEOBANK), estando também representados nos mapas geológico e de recursos minerais da folha Vilhena, assim como descritos, de forma mais detalhada, nesta Nota Explicativa. Os dados armazenados no GEOBANK foram utilizados na construção do SIG geológico da folha Vilhena cujos arquivos digitais estão sendo divulgados em CD-ROM.

Com o lançamento deste produto, a CPRM - Serviço Geológico do Brasil, no contexto da política das ações governamentais voltadas para a ampliação do conhecimento geológico do País, cumpre seu papel institucional, dando continuidade e sentido a sua missão de: “Gerar e difundir o conhecimento geológico e hidrológico básico necessário para o desenvolvimento sustentável do Brasil”.

EDUARDO JORGE LEDSHAM
Diretor Presidente

RESUMO

O mapeamento geológico da Folha Vilhena permitiu individualizar várias unidades até então inseridas no indiviso Complexo Xingu ou Complexo Basal, ambos tidos como de idade Arqueana. Entretanto, os estudos dessa vasta região no extremo sudeste de Rondônia, fronteira com o Mato Grosso, indicam uma geologia diversificada evoluida a partir do Calimiano até os tempos atuais.

O embasamento cristalino da área está representado por rochas máficas e ultramáficas do Complexo Trincheira, o qual é subdividido em três unidades, a saber: Unidade Inferior, dominada por granulitos máficos e metapiroxenitos; a Unidade Intermediária, representada predominantemente por anfíbolitos bandados, intercalados a metagabros e piroxenitos; Unidade Superior, composta por metabasaltos e anfíbolitos ricos em anfíbólio. Adicionalmente, rochas calciossilicáticas, formações ferríferas bandadas, xistos e quartzitos também ocorrem associadas a esta unidade. A presença de camadas de chert, formação ferrífera bandada e basaltos amigdaloidais são consistentes com um ambiente oceânico para a erupção das rochas vulcânicas e intrusivas associadas.

Os dados isotópicos das rochas máficas estudadas sugerem tratar-se magmas toleíticos originados a partir de um manto empobrecido, os quais também são indicativos de uma origem juvenil em ambiente intraoceânico. O ambiente geotectônico é representado por um sistema de subducção composto por arco-de-ilha/bacia back arc.

Intercaladas às rochas do Complexo Trincheira ocorrem aquelas pertencentes ao Complexo Colorado, o qual é composto por uma associação de rochas supracrustais constituídas por gnaisses paraderivados, gnaisses calciossilicáticos, formações ferríferas bandadas, metacherts, xistos pelíticos e raros anfíbolitos finos. Mineralizações de ouro em depósitos aluvionares são derivados, possivelmente, dos litótipos deste complexo e também dos filitos da Formação Alto Tanaru.

A deformação e metamorfismo superimposto às rochas do Complexo Trincheira e Complexo Colorado se deu por um sistema compressivo derivativo de uma tectônica acrescionária (crosta oceânica x arco-de-ilhas) iniciada no Calimiano e, posteriormente, por uma tectônica colisional (arco-de-ilha x continente) no Ectasiano, gerando zonas de cisalhamento de extensão regional (Faixa Alto Guaporé), desenvolvidas em condições metamórficas na transição de médio para alto grau.

Os granitóides sintectônicos (sienogranito a tonalito) são intrusivos nos xistos, paragneisses e anfíbolitos do Complexo Colorado e suas feições sugerem magmatismo quase que contemporâneo com as máficas. Os granitos tardi-tectônicos apresentam contato claramente discordante com as rochas do embasamento. São granitos *stricto sensu*, homogêneos, leucocráticos, com incipiente trama de fluxo magmático.

Salienta-se também nesta investigação, a cartografia de unidades metavulcano-sedimentares de baixo grau metamórfico que ocorrem como uma faixa estreita bordejando a parte sul da Bacia dos Parecis. Da mesma forma, a definição de diamictitos capeados por carbonatos nessa mesma região sugere uma associação de rochas depositadas no final do Neoproterozóico, amplamente distribuídas no estado de Mato Grosso e agora primeiramente identificadas no estado de Rondônia.

A área em apreço apresenta uma potencialidade metalogenética para metais base (Cu-Ni-EGP's) e ouro. A região abrangida pela Folha Vilhena mostra uma diversidade no potencial mineral, englobando desde metais base, ouro, ferro e mangânes até materiais de emprego direto na construção civil como areia, seixo, brita, argila, rocha ornamental e material de revestimento para estradas.

ABSTRACT

The geological mapping of the Vilhena region allowed distinguish various units until then inserted in indiviso Xingu Complex or Basal Complex, both regarded as Archean age. However, studies of this vast region in the far southeast of Rondônia, indicating a diverse geology evolved from Calymmian until today.

We document the first-known Mesoproterozoic ophiolite from the southwestern part of the Amazon craton, corresponding to the Trincheira Complex of Calymmian age. This complex comprises extrusive rocks (fine-grained amphibolites derived from massive and pillowed basalts), mafic-ultramafic intrusive rocks, chert, banded iron formation (BIFs), pelites, psammitic and a smaller proportion of calc-silicate rocks. This sequence was deformed, metasomatized and metamorphosed during the development of the Alto Guaporé Belt, a Mesoproterozoic accretionary orogen. The presence of layers of chert, banded iron formation and amigdaloidais basalts are consistent with an oceanic setting for the eruption of the volcanic rocks and associated intrusive.

The isotopic data of mafic rocks are suggestive of tholeiites magmas derived from a depleted mantle, which are also indicative of a juvenile source in intraoceanic environment. The geotectonic environment is represented by a subduction system consisting of the island arc/ back arc basin.

The Colorado Complex rocks occur intercalated with the Trincheira Complex rocks, which consist of a combination of supracrustal rocks, consist of paragneisses, calcissilicatic gneisses, banded iron formations, metacherts, pelitic schists and amphibolites. Gold mineralization in alluvial deposits are derived possibly of the lithotypes of this complex and also of phyllites of the Alto Tanaru Formation.

The deformation and metamorphism overprinted rocks of Trincheira and Colorado complexes derivative of a compressive tectonic acretionary (oceanic crust versus island arc) started at Calymmian and later by a collisional tectonic (island arc versus continent) in Ectasian, generating shear zones of regional extent (Alto Guaporé belt), developed in metamorphic conditions in the transition from middle to high grade.

Syenogranite and tonalite are intrusive in the schists, paragneisses and amphibolites of the Colorado Complex and its features suggest magmatism almost contemporaneous with the mafic.

Also highlighted in this research, the discovery of metavolcano-sedimentary units of low-grade metamorphism occurring as a narrow range bordering the southern part of the Parecis Basin. Likewise, the definition of diamictites capped by carbonates in this region suggests an association of rocks deposited at the end of the Neoproterozoic, widely distributed in the Mato Grosso state and now primarily identified in the Rondônia state.

The area in question has a metallogenic potential for basic metals (Cu-Ni-PGE's) and gold. Additionally, shows diversity in mineral potential, encompassing iron and manganese and residual materials such as sand, gravel, gravel, clay, and ornamental rocks.

SUMÁRIO

RESUMO	7
ABSTRACT	9
1 - INTRODUÇÃO.....	17
1.1 HISTÓRICO	17
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	17
1.3 ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS	18
1.4 CLIMA, FISIOGRAFIA E GEOMORFOLOGIA	18
1.4.1 Unidades denudacionais	20
1.4.2 Unidades agradacionais	20
2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	23
3 - ESTRATIGRAFIA.....	29
3.1 GENERALIDADES	29
3.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	29
3.2.1 Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira	29
3.2.1.1 Comentários gerais.....	29
3.2.1.2 Distribuição geográfica e relações de contato	29
3.2.1.3 Litótipos, petrografia, metamorfismo e deformação.....	29
3.2.1.4 Litoquímica e petrogênese	35
3.2.1.4.1 Anfibolitos finos (metabasaltos)	43
3.2.1.4.2 Anfibolitos ricos em anfibólio.....	43
3.2.1.4.3 Anfibolitos porfiroblásticos.....	43
3.2.1.4.4 Granulitos máficos	45
3.2.1.4.5 Cumulados máfico-ultramáficos	45
3.2.1.4.6 Gabros	45
3.2.1.5 Características geofísicas	46
3.2.1.6 Dados geocronológicos e correlações	46
3.2.2 Complexo Colorado.....	47
3.2.2.1 Comentários gerais.....	47
3.2.2.2- Distribuição geográfica e relações de contato	47
3.2.2.3- Litótipos, petrografia, metamorfismo e deformação.....	48
3.2.2.3.1 Unidade Metapelítica	48
3.2.2.3.2 Unidade Ferro-Manganesífera	49
3.2.2.3.3 Unidade Calcissilicática	50
3.2.2.3.4 Unidade Para-anfibolito	50
3.2.2.4 Litoquímica e petrogênese	50
3.2.2.5 Características geofísicas	52
3.2.2.6 Dados geocronológicos e correlações	53
3.2.3 Suíte São Felipe	53
3.2.3.1 Comentários gerais.....	53

3.2.3.2	Distribuição geográfica e relações de contato	54
3.2.3.3	Litótipos, petrografia, metamorfismo e deformação.....	54
3.2.3.4	Características geofísicas	54
3.2.3.5	Dados geocronológicos e correlações	54
3.2.4	Fácies Fazenda Olga	55
3.2.4.1	Comentários gerais	55
3.2.4.2	Distribuição geográfica e relações de contato	55
3.2.4.3	Litótipos, petrografia, metamorfismo e deformação.....	55
3.2.4.4	Características geofísicas	55
3.2.5	Suíte Intrusiva Igarapé Enganado	55
3.2.5.1	Comentários gerais.....	55
3.2.5.2	Distribuição geográfica e relações de contato	55
3.2.5.3	Litótipos, petrografia, metamorfismo e deformação.....	55
3.2.5.4	Litoquímica e petrogênese.....	56
3.2.5.5	Características geofísicas	59
3.2.5.6	Dados geocronológicos e correlações	59
3.2.6	Suíte Intrusiva Alto Escondido	59
3.2.6.1	Comentários gerais	59
3.2.6.2	Distribuição geográfica e relações de contato	59
3.2.6.3	Litótipos, petrografia, metamorfismo e deformação	59
3.2.6.4	Litoquímica e petrogênese.....	60
3.2.6.5	Características geofísicas	62
3.2.6.6	Dados geocronológicos e correlações	62
3.2.7	Suíte Intrusiva Rio Pardo	63
3.2.7.1	Comentários gerais	63
3.2.7.2	Distribuição geográfica e relações de contato	63
3.2.7.3	Litótipos, petrografia, metamorfismo e deformação.....	63
3.2.7.4	Características geofísicas.....	63
3.2.7.5	Dados geocronológicos e correlações	63
3.2.8	Formação Alto Tanaru.....	64
3.2.8.1	Comentários gerais.....	64
3.2.8.2	Distribuição geográfica e relações de contato	64
3.2.8.3	Litótipos, petrografia, metamorfismo e deformação.....	64
3.2.8.4	Características geofísicas.....	64
3.2.8.5	Dados geocronológicos e correlações	65
3.2.9	Formação Corumbiara	66
3.2.9.1	Comentários gerais.....	66
3.2.9.2	Distribuição geográfica e relações de contato	66
3.2.9.3	Litótipos.....	66
3.2.9.4	Dados geocronológicos e correlações	67
3.2.10	Formação Pimenta Bueno	68
3.2.10.1	Comentários gerais.....	68
3.2.10.2	Distribuição geográfica e relações de contato.....	68
3.2.10.3	Litótipos	68
3.2.10.4	Características geofísicas	69
3.2.10.5	Dados geocronológicos e correlações.....	69

3.2.11	Formação Pedra Redonda	69
3.2.11.1	Comentários gerais	69
3.2.11.2	Distribuição geográfica e relações de contato	69
3.2.11.3	Litótipos	69
3.2.11.4	Características geofísicas	69
3.2.11.5	Dados geocronológicos e correlações.....	69
3.2.12	Formação Fazenda Casa Branca.....	70
3.2.12.1	Comentários gerais	70
3.2.12.2	Distribuição geográfica e relações de contato	70
3.2.12.3	Litótipos	70
3.2.12.4	Características geofísicas	70
3.2.12.5	Dados geocronológicos e correlações.....	70
3.2.13	Grupo Parecis	71
3.2.13.1	Histórico e comentários gerais.....	71
3.2.14	Formação Anari.....	71
3.2.14.1	Comentários gerais	71
3.2.14.2	Distribuição geográfica e relações de contato	71
3.2.14.3	Litótipos	71
3.2.14.4	Litoquímica e petrogênese	73
3.2.14.5	Características geofísicas	75
3.2.14.6	Dados geocronológicos e correlações.....	75
3.2.15	Diques de diabásio	75
3.2.15.1	Comentários gerais	75
3.2.15.2	Distribuição geográfica e relações de contato	75
3.2.15.3	Litótipos	75
3.2.15.4	Características geofísicas	75
3.2.15.5	Dados geocronológicos e correlações.....	75
3.2.16	Formação Rio Ávila	76
3.2.16.1	Comentários gerais	76
3.2.16.2	Distribuição geográfica e relações de contato	76
3.2.16.3	Litótipos	76
3.2.16.4	Características geofísicas	78
3.2.16.5	Dados geocronológicos e correlações.....	78
3.2.17	Kimberlitos	78
3.2.17.1	Comentários gerais	78
3.2.17.2	Distribuição geográfica e relações de contato	79
3.2.17.3	Litótipos	79
3.2.17.4	Dados geocronológicos e correlações.....	79
3.2.18	Formação Utiariti	79
3.2.18.1	Comentários gerais	79
3.2.18.2	Distribuição geográfica e relações de contato	79
3.2.18.3	Litótipos	79
3.2.18.4	Características geofísicas	80
3.2.18.5	Dados Geocronológicos e correlações	80
3.2.19	Coberturas sedimentares cenozóicas	81
3.2.19.1	Cobertura detrito-laterítica	81

3.2.19.2 Cobertura laterítica imatura	81
3.2.19.3 Cobertura sedimentar indiferenciada	82
3.2.19.4 Depósitos aluvionares	82
4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA.....	83
4.1 ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS	84
4.1.1 Geometria das estruturas de trend NW-SE	84
4.1.2 Geometria das estruturas de trend NE-SW	85
4.2 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA	87
5 - GEOQUÍMICA PROSPECTIVA.....	91
5.1 INTRODUÇÃO E METODOLOGIA	91
5.2 PRODUTOS OBTIDOS	94
6 - RECURSOS MINERAIS	99
6.1 SUBSTÂNCIAS METÁLICAS.....	100
6.2 SUBSTÂNCIAS NÃO-METÁLICAS	100
6.3 POTENCIAL ECONÔMICO	102
7 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	103
8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	105
APÊNDICES - SÚMULA DOS DADOS DE PRODUÇÃO.....	111
ANEXO 01 - TABELA DE DADOS GEOQUÍMICOS	115
ANEXO 02 - ANÁLISES QUÍMICAS DOS SEDIMENTOS DE CORRENTE.....	121

PROJETO GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA VILHENA

ESTADO DE RONDÔNIA

1 – INTRODUÇÃO

1.1 HISTÓRICO

O marco inicial dos levantamentos geológicos básicos na região sudeste do Estado de Rondônia foi o Projeto Alto Guaporé realizado através do convênio DNPM/CPRM (1974), quando foi executado o mapeamento geológico regional (escala de 1: 250.000) nas folhas que abrangem aquela região.

Durante a execução do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, implantado e levado a efeito entre outubro de 1985 a dezembro de 1999 pela CPRM, a região centro-sudeste do referido estado foi contemplada com o mapeamento geológico básico na escala de 1:100.000 das folhas Paulo Saldanha (SC.20-Z-C-V) e Rio Pardo (SC.20-Z-C-VI), ambos finalizados em 1998.

Dando continuidade ao mapeamento básico da referida região, o Programa de Geologia Básica - PGB, implantado pelo governo federal a partir de 2003, contempla esta região, no presente trabalho, com uma Nota Explicativa e a Cartografia Geológica da Folha Vilhena, de encarte SD.20.X-B, abrangendo os seguintes itens: mapeamento geológico na escala 1: 250.000; levantamento aerogeofísico (magnetometria e gamaespectrometria) com espaçamento das linhas de vôo de 500m; geocronologia, geoquímica de rocha, concentrado de bateia e de sedimento de corrente, além de análises mineralógicas. Como produto final, o Mapa Geológico e de Recursos Minerais, ambos estruturados no Sistema de Informações Geográficas -SIG.

O presente trabalho consubstancia o esforço do governo federal que implantou o PGB (Plano Plurianual 2004-2007) e que a partir de 2008, o levantamento geológico da folha passou a fazer parte do PROJETO CARTOGRAFIA DA AMAZÔNIA, coordenado pelo Censipam – Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia, executado pelas Forças Armadas Brasileiras (Exército, Força Aérea e Marinha) e pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM e assim materializa através dos resultados apresentados, os objetivos constantes no programa em epígrafe, que são os seguintes:

- Avanço no conhecimento geológico do Brasil;
- Retomadas do ciclo de geração de jazidas minerais;
- Geração de oportunidades de emprego, renda e receita;

- Fortalecimento dos sistemas estaduais de geologia e recursos minerais;
- Indução do setor de serviços em geologia, geofísica, geoprocessamento, analítico, e outros;
- Incremento no conhecimento geocientífico;
- Capacitação de recursos humanos;
- Facilitar o acesso da sociedade aos bens minerais.

Neste mister são apresentados a seguir, os resultados dos levantamentos geológicos, geoquímicos e geofísicos da Folha Vilhena, consoante as mais atualizadas técnicas analíticas e de cartografia geológica que se dispõe na atualidade.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A região pesquisada localiza-se na porção sudeste do Estado de Rondônia, abrangendo, também, uma pequena porção do sudoeste do Estado de Mato Grosso, e está inserida na folha de encarte SD.20-X-B (Folha Vilhena), situada entre os meridianos de 60°00' e 61°30' de longitude oeste e os paralelos 12°00' e 13°00' de latitude sul (fig. 01).

A folha ocupa uma área total aproximada de 18.000 Km², abrangendo a totalidade e/ou porções dos municípios de Colorado do Oeste, Vilhena, Chupinguaia, Corumbiara, Pimenta Bueno, Parecis, São Felipe do Oeste, Pimenteiras do Oeste, Primavera de Rondônia, todos do Estado de Rondônia, bem como, o município de Comodoro no Mato Grosso.

O acesso a área mapeada a partir de Porto Velho pode ser realizado por via rodoviária e/ou aérea. A principal via de acesso é dada pelo BR-364 que liga Porto Velho a Vilhena, perfazendo um total de 696 km. A partir da BR-364 no sentido sul, podem ser utilizadas as rodovias: RO-339 até a sede do município de Colorado do Oeste, RO-391 (92 km a sudoeste de Vilhena) que interliga os municípios de Chupinguaia e Corumbiara e, por fim, também pode ser utilizada a RO-495 que liga os municípios de Primavera de Rondônia e Parecis. Estas estradas servem de eixo rodoviário para as linhas de colonização do INCRA, possibilitando acesso fácil às sedes de fazendas da região.

O acesso aéreo à região é facilitado devido à existência de vôos comerciais entre Porto Velho com a cidade de Vilhena e Ji-Paraná (Rondônia) e destas com Cuiabá-MT e Brasília.

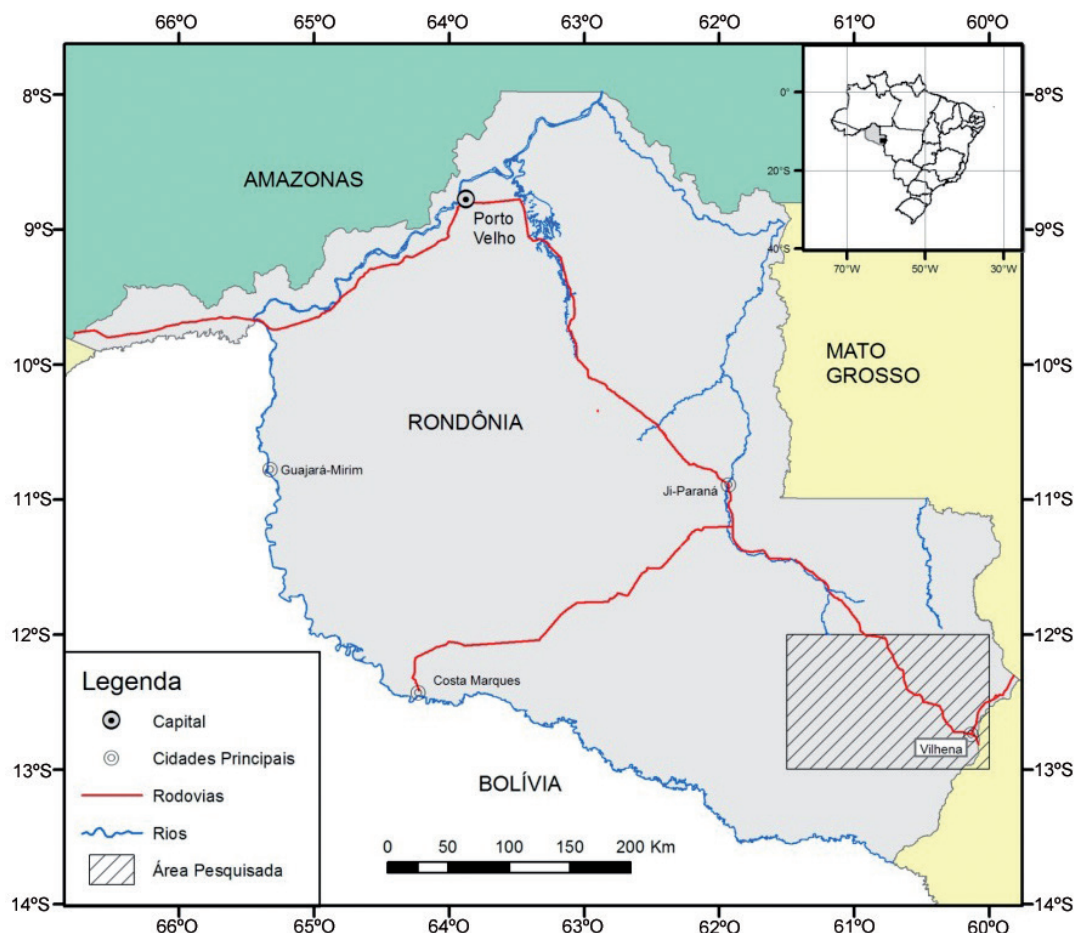


Figura 1 - Mapa com a localização geográfica da área mapeada.

1.3 ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

Segundo dados do IBGE (2007) a população dos municípios da região em apreço são as seguintes: Corumbiara, 9.476 habitantes; Chupinguaia, 7.456 habitantes; Pimenteiras, 2.358 habitantes; Parecis, 4.583, Primavera de Rondônia, 3.704 habitantes, São Felipe: 6.286, Comodoro (MT), com 18.041 habitantes e Vilhena: 66.751, sendo este último o principal centro populacional e comercial da região, possuindo, segundo dados do IBGE atualizados em 2006 uma estrutura com 6 agências bancárias, 37 estabelecimentos de saúde e 149 unidades entre hotéis e restaurantes. A região formada pelos municípios citados possui um total de 124.896 habitantes, distribuídos numa área total de 63.818 Km² o que perfaz uma densidade populacional de 1,95 habitantes/Km². Este baixo índice demográfico se justifica pelo fato da região ter uma vocação essencialmente para agropecuária, com uma população maior nos núcleos urbanos (sedes dos municípios) e o restante da região rural ser dominada por fazendas de criação de gado para corte, grandes plantadores de soja, pequenas fazendas e/ou sítios. Nestes últimos, ocorrem culturas de subsistência

praticada por pequenos produtores (café, milho, arroz, cacau, mandioca, banana, entre outros produtos). Além disso, a folha Vilhena engloba três reservas indígenas.

Outro destaque na região fica por conta do município de Chupinguaia. Este situa-se em uma área de solo rico em sais minerais, como o argilossolo vermelho (apropriado ao plantio), porém contém grandes fazendas (latifúndios) de criação de gado, enquanto que em áreas de coberturas sedimentares arenosas com presença de solos podzólicos quartzosos são os locais onde estão assentados os pequenos agricultores. As áreas próximas à sede do município de Vilhena são tipicamente dominadas por uma vegetação de cerrado e floresta de transição, o que facilita o estabelecimento de pequenos proprietários onde o plantio da soja é o grande fomento agrícola de toda a região.

1.4 CLIMA, FISIOGRAFIA E GEOMORFOLOGIA

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^o C

(megatérmico). A temperatura média anual resulta de 24° C em Vilhena, não sendo raras máximas diárias de 35° C (na planície) e de 32° C (na chapada), já tendo atingido 40° e 36° C, respectivamente. No inverno, mínimas diárias de 18° C ocorrem nas planícies e 9° C na região da chapada.

A média anual da precipitação na área da Folha Vilhena situa-se entre valores de 1600 - 1900 mm e cresce no sentido leste para valores situados entre 2000-2100 mm (Sedam 2002). A maior ação das chuvas ocorre de outubro até abril, enquanto que no período de junho a agosto a precipitação decresce tornando-se uma estação seca. Os meses de maio e setembro são considerados como períodos de transição entre as duas estações.

Desde o início da década de 70 diversos estudos geomorfológicos vem sendo realizados pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil no Estado de Rondônia. Como marco inicial destaca-se os trabalhos de Figueiredo *et al.* (1974), Pinto Filho *et al.* (1977) e o projeto RADAMBRASIL (Leal *et al.* 1978). Estes trabalhos apresentaram propostas de classificação das diferentes unidades geomorfológicas presentes no Estado de Rondônia (tab. 1).

Posteriormente, no Projeto Zoneamento Sócio-Econômico-Ecológico do Estado de Rondônia concluído em 1999 pela TECNOSOLO/DHV/EPTISA, foi proposta uma nova classificação para as unidades geomorfológicas que ocorrem no Estado de Rondônia, baseada em dois diferentes sistemas de classificação e mapeamento geomorfológico: o sistema ITC (Van Zuidam 1985) e a metodologia utilizada no projeto Zoneamento do Estado de Mato Grosso, elaborada por Latrubesse *et al.* (1998).

O Projeto Zoneamento Ecológico-Econômico Brasil-Bolívia (ZEE Brasil-Bolívia) concluído pela CPRM (Adamy *et al.* 2000) apresentou uma classificação que favorece o reconhecimento das formas de relevo por meio de suas características morfológicas e morfométricas. Neste projeto as unidades geomorfológicas do Estado de Rondônia foram

classificadas em denudacionais e agradacionais ou deposicionais.

Recentemente, Adamy (2002) no Atlas Geoambiental de Rondônia propôs uma classificação de tipo genética, também baseada em sistemas agradacionais e denudacionais. Este autor identificou a presença de cinco grandes ambientes geomorfológicos, classificando-os nos seguintes domínios:

1. Áreas de domínio de superfícies regionais de aplainamento divididas em níveis I, II e III;
2. Serras constituídas por rochas sedimentares antigas na forma de superfícies tabulares;
3. Áreas de denudação em rochas sedimentares Terciárias;
4. Colinas e morros associados à presença de rochas resistentes à erosão;
5. O sistema fluvial do rio Madeira.

A área compreendida pela folha Vilhena apresenta uma grande diversidade de unidades geomorfológicas, sendo a maior parte composta por relevos de origem denudacional, com ou sem controle estrutural. Os relevos de origem agradacional restringem-se a planícies fluviais associadas aos rios de maior porte e a uma área de paleoleques, localizados na bacia hidrográfica do rio Guaporé.

As unidades geomorfológicas dominantes são as Superfícies Tabulares, que refletem um controle litológico das formas em função da ocorrência de rochas sedimentares. Nestas unidades os processos de dissecação promoveram o aparecimento de diferentes níveis topográficos, provavelmente associados ao comportamento reológico das rochas aos processos erosivos.

Marcando as faixas de transição entre os níveis das Superfícies Tabulares ocorrem relevos em forma de *footslopes*, que correspondem aos rebordos erosivos. Relevos denudacionais em forma de morros e colinas ocorrem dispersos por toda a área mapeada. Na porção sudoeste este relevo ocorre associado à transição entre as superfícies tabulares, e as áreas aplanadas localizadas na bacia hidrográfica do rio Co-

PROJETO ALTO GUAPORÉ Figueiredo <i>et al.</i> 1974	PROJETO SUDESTE DE RONDÔNIA- Pinto Filho <i>et al.</i> (1977)	Projeto RADAMBRASIL	
		Melo, Costa e Natal Filho (1978)	Folha SD. Guaporé
Província Serrana do Alto Guaporé			Planaltos Residuais do Alto Guaporé
Chapada dos Parecís	Planalto dos Parecís	Planalto Sedimentar dos Parecís	Chapada dos Parecís
Superfície Cristalina do Guaporé	Planalto dos Parecís: Maciço Montanhosos		Planalto dos Parecís Planalto Dissecado
	Depressão Interplanáltica	Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional	
Baixada do Guaporé	Pediaplano Planície do Guaporé	Pediaplano Centro-Ocidental Brasileiro	Depressão do Guaporé Planícies e Pantanaís do Médio e Alto Guaporé

Tabela 1 - Síntese da evolução do conhecimento das unidades geomorfológicas do Alto do Guaporé

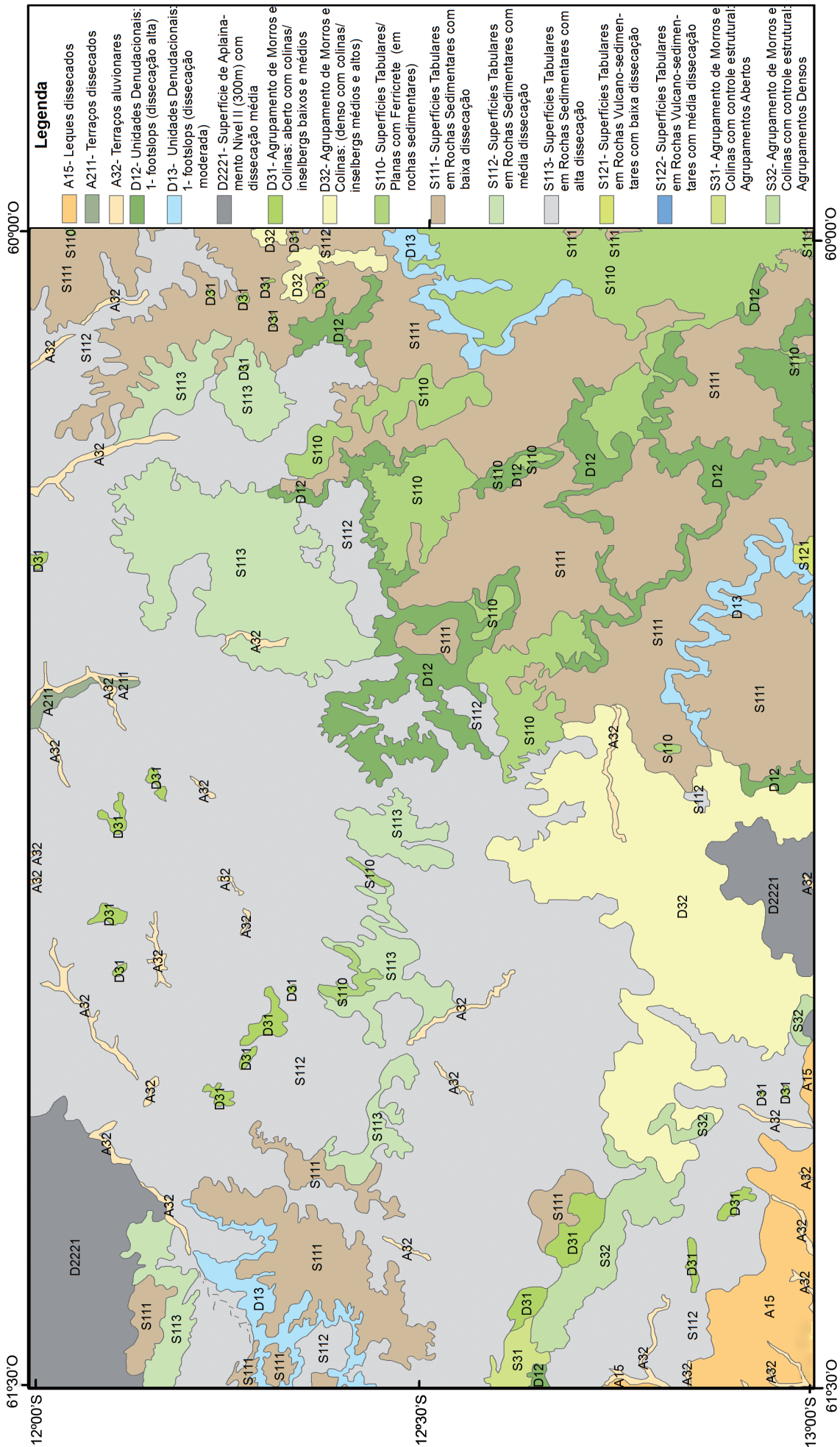


Figura 2 - Mapa geomorfológico da Folha Vilhena.

rumbiara. Relevos com forte controle estrutural encontram-se localizados na porção sudoeste da folha, possuindo direção noroeste-sudeste e representando uma área de ocorrência de rochas metavulcano-sedimentares, granitos e rochas básicas.

As Superfícies de Aplanamento estão restritas a porção noroeste e a uma pequena área no centro-sul da área mapeada. Estas correspondem às áreas aplanadas, com desníveis regionais muito pequenos e com baixa declividade.

Os relevos associados a leques dissecados, correspondem a uma ampla área com interflúvios planos e vales amplos localizados sobre sedimentos Terciário-Quaternário Indiferenciados. As planícies e terraços fluviais ocorrem associados aos rios de maior porte das bacias do Guaporé, Comemoração, Roosevelt e Pimenta Bueno.

O mapa geomorfológico da folha Vilhena (fig. 2) mostra as diferentes feições geomorfológicas presentes na área mapeada. A seguir, são descritas as diferentes unidades presentes no mapa.

1.4.1 Unidades denudacionais

O sistema de relevo das superfícies tabulares abrange a maior parte da folha Vilhena (fig. 2). De modo geral, são elaboradas sobre rochas sedimentares e compreende um relevo em patamares, com duas escarpas erosivas claramente delimitadas por relevos do tipo *footslope*. Estas superfícies tabulares (S111, S112 e S113) são constituídas por arenitos e siltitos apresentando cotas que podem atingir até 600 metros. Apresentam bordas ravinadas com processo erosivo acelerado pelos constantes desmatamentos na região.

Superfícies tabulares planas com ferricrete “cap rock” (S110) também são encontradas na área mapeada, principalmente na porção sudeste da folha. Este sistema ocorre nas porções mais elevadas da área (580-650 m) e apresenta perfis de intemperismo lateríticos preservados. Normalmente os perfis lateríticos estão desenvolvidos em formações arenosas finas. Por vezes, acima do perfil laterítico ocorre uma cobertura arenosa que em áreas de corte de estrada chega a atingir uma espessura de até 10 m de espessura. A cidade de Vilhena, localizada na divisa com o estado de Mato Grosso, encontra-se sobre este tipo de modelado.

A unidade *footslopes* (D1) ocorre com maior frequência nas porções sudoeste e oeste da área mapeada e apresenta rebordos erosivos delimitados por escarpas formando a transição entre as superfícies tabulares planas com ferricrete “cap rock” e superfícies tabulares desenvolvidas em rochas sedimentares. O material superficial é composto por depósitos coluviais, ocorrendo em algumas áreas depósitos de *talus detriticos*.

O modelado referente ao sistema morros e colinas (D3) situa-se topograficamente abaixo das superfícies tabulares em rochas sedimentares, servindo de faixa de transição com as áreas rebaixadas da Bacia Hidrográfica do Guaporé. Este sistema ocupa uma grande área localizada na porção centro-sul da folha mapeada e ocorre espalhada por toda a folha conformando relevos residuais, com altitudes que variam entre 500 e 300 m. Na porção sudoeste da área mapeada, este agrupamento de morros e colinas ocorre associado a um forte controle estrutural (S3) que resulta em alinhamento das formas de relevo no sentido noroeste-sudeste.

No contexto desta folha, ainda ocorre à superfície de Aplanamento denominada Nível II (D222) que se encontra desenvolvida nas porções noroeste e centro-sul da área mapeada, numa cota topográfica variando de 300 a 200 m.

No sistema geomorfológico da Folha Vilhena observou-se que as unidades denudacionais de natureza sedimentar contribuíram fortemente para o processo de agradação que resultaram nas planícies aluviais, principalmente, devido o suprimento de sedimentos arenosos e siltico-argilosos retrabalhados, depositados nas planícies aluviais, depressões, nos terraços fluviais, nas planícies inundáveis e nos vales mais recentes.

1.4.2 Unidades agradacionais

Na folha de Vilhena ocorre uma pequena faixa ao longo dos principais rios onde predominam tais processos. Este sistema está ligado à rede de drenagem dos rios Comemoração, Pimenta Bueno e Roosevelt, bem como, associado aos sedimentos da Bacia Hidrográfica do Guaporé.

Depressões, lagos, cones/deltas e leques (A1) ocorrem na extremidade sudoeste da área mapeada. As áreas dominadas por leques correspondem a uma superfície plana, geralmente com declividade quase nula e são via de regra, cortadas por vales que constituem depósitos aluvionares.

Nesta folha, a unidade geomorfológica dos terraços fluviais (A2) encontra-se associada principalmente à rede de drenagem do rio Comemoração. Esta unidade corresponde a uma antiga planície que se encontra atualmente acima do nível da planície fluvial.

As planícies inundáveis e vales (A3) correspondem às áreas marginais dos atuais cursos de água, podendo sofrer inundações anualmente nos períodos chuvosos. Estão inclusos nesta unidade os rios Comemoração, Pimenta Bueno, Roosevelt e afluentes de menor porte da bacia do rio Guaporé. Estas planícies possuem largura variável, porém geralmente próximas a 1,5 km.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A folha Vilhena insere-se no contexto geológico da extremidade sudoeste do Cráton Amazônico. Este, por sua vez, encontra-se separado da faixa Andina por extensas coberturas sedimentares cenozóicas, as quais recobrem tanto as bacias paleozóicas como porções e fragmentos de rochas do seu embasamento, dificultando a sua delimitação ocidental. A continuidade do Cráton para o sul e oeste é sugerida pela presença de fragmentos reliquiais como o maciço Rio Apa (Ruiz, 2005), Garzón e Santa Marta (Kroonenberg, 1982, Priem *et al.* 1989) e Arequipa (Shackleton *et al.* 1979).

No lado brasileiro é onde se tem a maior exposição de rochas que constituem o Cráton Amazônico sendo esse delimitado a leste e sudeste pelos cinturões neoproterozóicos Paraguai e Araguaia e a sudoeste e norte por coberturas relacionadas às bacias subandinas.

A subdivisão do Cráton em Escudo das Guianas (norte) e Escudo Guaporé ou Brasil-Central (sul) como duas porções distintas separadas pela sinéclise do Amazonas perdurou até o final da década de 60. Essa subdivisão foi modificada por Amaral (1974) em função da correlação dos terrenos a sul e norte da sinéclise do Amazonas em faixas contíguas de leste para oeste, com idades cada vez mais novas em direção ao oeste do Cráton. Dessa forma, o autor acima citado subdividiu-o em três províncias geocronológicas: Amazônia Oriental, Amazônia Central e Amazônia Ocidental.

A partir do trabalho de Amaral (1974), um número considerável de propostas de compartimentação tectônica e modelos evolutivos se seguiram, baseados, fundamentalmente, em dados geocronológicos (Cordani *et al.*, 1979; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari & Macambira, 1999, Santos *et al.* 2000; Tassinari *et al.* 2000; Santos, 2003; Tassinari & Macambira, 2004) (fig. 3a) e, raros trabalhos utilizando modelos geofísicos-estruturais (Hasui *et al.*, 1984; Costa e Hasui, 1997). Várias modificações foram efetuadas por Santos (2003) em relação aos modelos anteriores, dentre elas destaca-se: a criação da Província Carajás desmembrando-a da Província Amazônia Central, redefinição da Província Tapajós-Parima (antiga Ventuari-Tapajós) por razão de que os terrenos da região de Ventuari (Venezuela) serem mais jovens e enquadrados na Província Rio Negro; desmembramento da Província Rio Negro-Juruena em Província Rio Negro e Rondônia-Juruena e ampliação do limite da Provín-

cia Sunsás em território brasileiro (fig. 3b). Todavia, em muitas áreas ainda existem traçados de limites imprecisos ou duvidosos entre províncias, em função da escassez de dados estruturais e geocronológicos. O traçado retilíneo entre os limites de províncias também é questionável, levando a crer que os terrenos acrescionários possuíam suas margens com limites retos, o que é bastante improvável.

A proposta de Tassinari & Macambira (2004) difere essencialmente nos limites entre algumas províncias e em parte, nos intervalos temporais de duração das orogenias em relação àquela apresentada por Santos (2003), muito embora ambas as propostas são coerentes com a evolução dos processos tectônicos envolvidos e seguem a linha mobilista, ou seja, processos evolutivos que ocorreram através da adição de material juvenil aliados a processos subordinados de retrabalhamento crustal.

A geologia regional e particularmente a estruturação do setor sudoeste do Cráton é pouco conhecida, restringindo-se a trabalhos regionais de mapeamento (Pinto Filho *et al.* 1977, Litherland *et al.* 1986, Scandolara *et al.* 1999, Rizzotto, 1999, Boger *et al.* 2005, Ruiz, 2005, Scandolara, 2006), com conotação meramente litoestratigráfica, excetuando-se os mais recentes que relacionaram a evolução tectônica aos eventos Rondoniano-San-Ignácio e Sunsás, resultantes da colisão entre o Cráton Amazônico e a borda leste e sudeste da Laurentia durante esta última orogênese (Sadowski & Bettencourt, 1996; Thover *et al.* 2002, 2004). Um trabalho recente envolvendo mapeamento geológico, geocronologia e litoquímica na região sudeste de Rondônia e sudoeste de Mato Grosso foi efetuado por Rizzotto & Hartmann (2012), no qual há uma nova proposta de configuração geotectônica do SW do Cráton Amazônico com a definição de uma zona de sutura entre dois blocos continentais (fig. 4).

A parte meridional do Cráton Amazônico abrange as províncias Sunsás e Rondônia-Juruena (fig. 4) correspondendo aos terrenos que se estendem desde Rondônia, a oeste, até a região oriental de Mato Grosso, a leste, envolvendo ainda a porção sudoeste do Pará e sul do Amazonas. O seu limite oriental é balizado pela Faixa Paraguai, de idade Neoproterozóica. Nesse contexto, insere-se a Faixa Alto Guaporé (zona de sutura Guaporé), instalada durante a evolução do Orógeno Rondoniano-San-Ignácio (1.47 – 1.32 Ga).

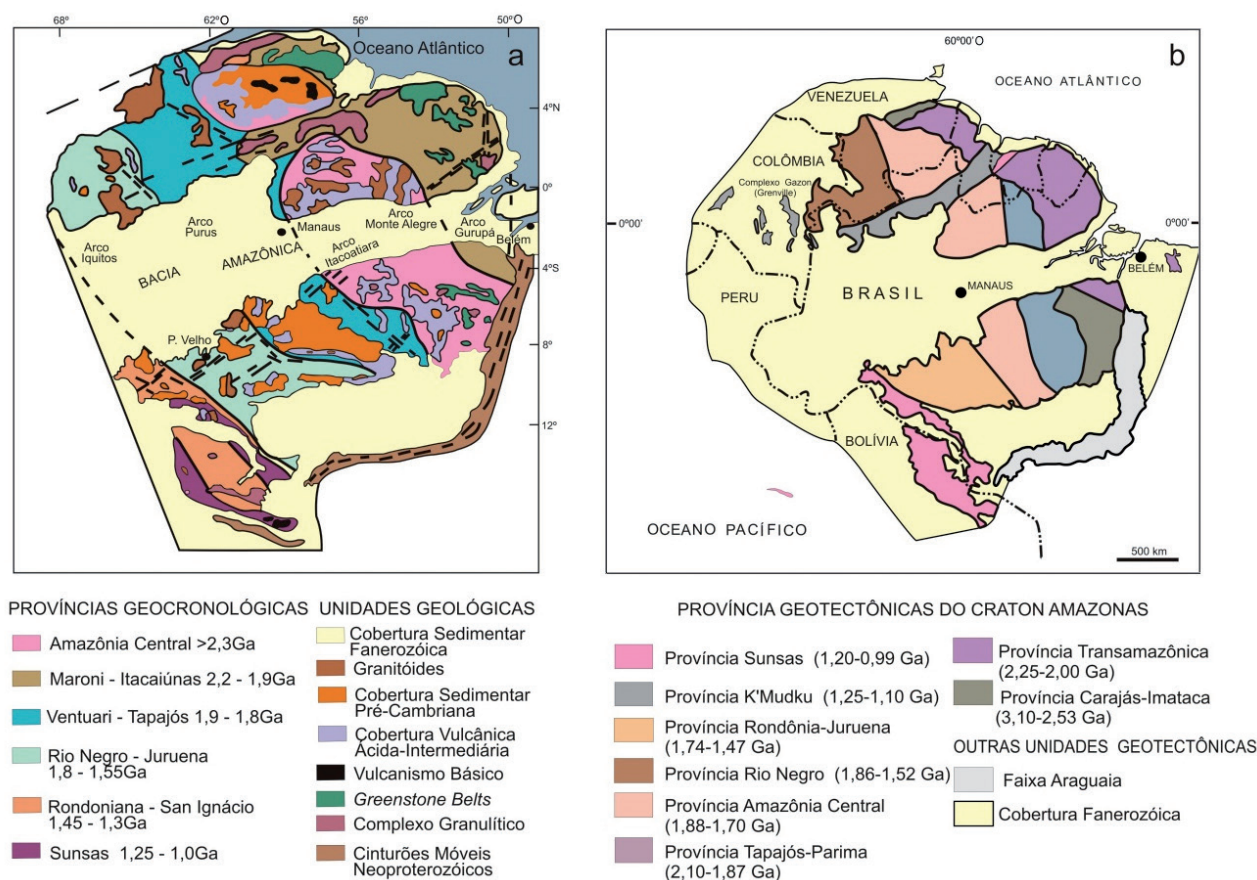


Figura 3 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico segundo Tassinari & Macambira 2004 (a) e Santos 2003 (b)

As rochas mais antigas da borda sudoeste do Cráton Amazônico estão inseridas na Província Rondônia-Juruena (1.81-1.52 Ga) (Santos, 2003). Os limites paleogeográficos desta província estendem-se desde o extremo oeste de Rondônia, na sua porção ocidental, até a bacia hidrográfica do alto curso do rio Teles Pires (MT), à leste (fig. 4). O seu embasamento compreende uma faixa descontínua de rochas com aproximadamente 1.150 km de extensão por 300 km de largura, alongada no sentido leste-oeste. A porção ocidental da Província Rondônia-Juruena é constituída por um fragmento cratônico que é representado pelo Complexo Jamari, o qual ocupa a porção centro-ocidental de Rondônia sendo constituído predominantemente por rochas ortoderivadas tonalíticas, quartzo-dioríticas, granodioríticas, anfibolíticas e supracrustais subordinadas. As ortoderivadas são as mais antigas deste segmento e datam de 1,76-1,73 Ga. Entretanto, estas rochas não possuem muita representatividade em área, ocorrendo como núcleos antigos (*inliers*), parcialmente preservados durante o retrabalhamento crustal promovido por eventos colisionais e/ou orogenias posteriores. As rochas paraderivadas que ocorrem predominantemente na região de Jarú-Ouro Preto d'Oeste (Suíte Metamórfica Quatro Cachoeiras) e, por vezes, mostram-se intercaladas àquelas do Complexo Jamari, possuem zircões detríticos de idades de 1808 a 1674 Ma e T_{DM} de 2,10

a 2,20 Ga. Esses dados sugerem idade máxima de sedimentação em 1674 Ma e tendo como fonte provável dos sedimentos, os tonalitos e quartzo-dioritos do Complexo Jamari. A idade mínima da sedimentação é indicada pela relação espacial e temporal com as rochas graníticas intrusivas da Suíte Serra da Providência (1570-1520 Ma).

A primeira constatação de um suposto evento tectono-magmático no período compreendido entre 1650-1630 Ma, foi feita por Bettencourt *et al.* (2001), baseando-se em dados geocronológicos, os quais sugerem um magmatismo de arco na porção centro-oriental de Rondônia entre 1,65 e 1,63 Ga. Posteriormente, Santos *et al.* (2003) definem como uma orogênese do tipo colisional continente x continente e denominam de Orognese Ouro Preto (1,68-1,63 Ga).

As rochas do embasamento do setor ocidental da Província Rondônia-Juruena (tonalitos, quartzo-dioritos, granodioritos e paraderivadas) foram intrusivas pelos granitos, charnockitos, mangeritos e gabros da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Esta suíte é representada por sucessivos pulsos magmáticos assim constituídos: batólito Serra da Providência (1606-1573 Ma); charnockitos de Ouro Preto/Ariquemes (1559 Ma); granitos cinza de Samuel (1550-1540 Ma); maciço União e granito rosa de Ariquemes (1537-1530 Ma). As rochas graníticas rapakivíticas da Serra da Providência e Ouro Preto apresentam evi-

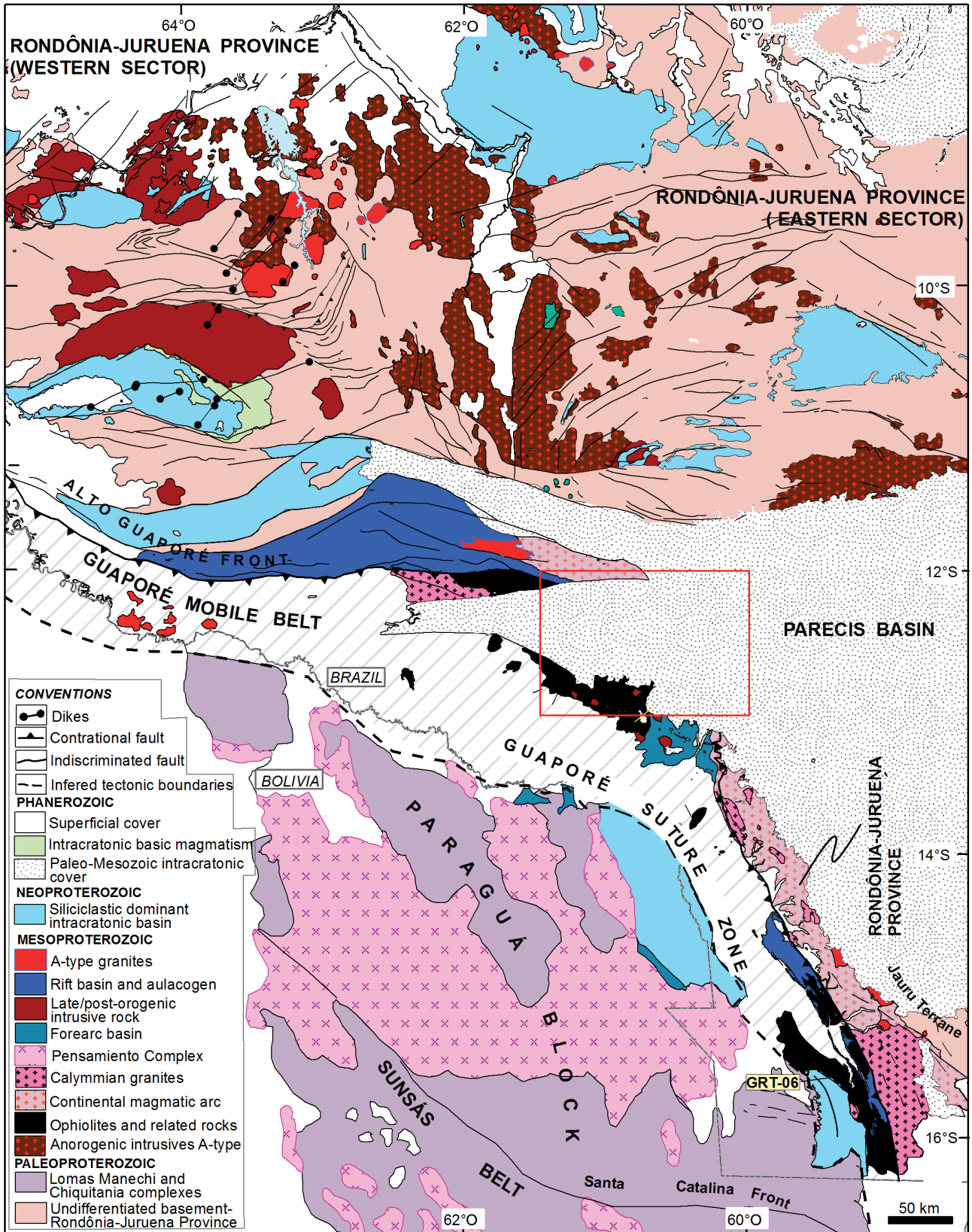


Figura 4 - Quadro Tectono-Estratigráfico da Porção Sudoeste do Cráton Amazônico (área estudada delimitada pelo retângulo).

dências de magma *mixing* e *mingling*, com características geoquímicas semelhantes aos granitos do tipo A. Adicionalmente, as características da Suíte Serra da Providência, indicam posicionamento em ambiente pós-orogênico relacionado, possivelmente, as fases finais do evento colisional (Orogenia Ouro Preto de Santos *et al.* 2002) que afetou alguns segmentos da Província Rondônia-Juruena.

No setor ocidental da Província Rondônia-Juruena, Rizzotto *et al.* (2002) caracterizaram por meio de estudos geológicos e geocronológicos um evento tectono-magmático de abrangência regional balizado no intervalo de 1350 a 1320 Ma. Posteriormente, Rizzotto & Dehler (2007) denominaram esse evento de Faixa Alto Guaporé, o qual foi derivado de uma orogenia colisional neste intervalo de tempo e em condições metamórficas de alto grau, sendo que o mesmo possui correspondência temporal com a Orogenia San Ignacio, 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 (fig. 4) se estende desde o setor central-setentrional de Rondônia, prolongando-se para o sudeste até a porção sul-ocidental do Mato Grosso, estando em grande parte encoberta pelas coberturas sedimentares das Bacias dos Parecis e Guaporé, correspondendo a uma zona estreita e alongada delimitada por fortes anomalias magnéticas. As unidades litotectônicas predominantes da faixa estão representadas pelo Complexo Colorado e Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira (Rizzotto *et al.*, 2002). Este último é composto por uma associação ofiolítica, com rochas polideformadas em condições metamórficas da fácies anfibolito superior a granulito, com porções retrometamorfisadas na fácies xisto verde superior a anfibolito, constituída por rochas intra-oceânicas (anfibolitos bandados, metagabros, metapiroxenitos, actinolititos, serpentinitos e metabasaltos). Intercalados a esses litótipos ocorrem formações ferríferas bandadas, formações manganíferas e gnaisses calcissilicáticos, ambas representantes de sedimentação/precipitação química de fundo oceânico. Fazendo parte desse ambiente, também ocorre uma repetitiva e monótona associação de xistos e paragneisses derivados, respectivamente, de pelitos e arenitos impuros (grauvacas). Essa associação sugere uma provável sequência turbidítica de mar profundo, deformada e metamorfizada em condições de fácies anfibolito superior. Intrusões nesse domínio estão marcadas por um magmatismo bimodal máfico-félsico, de posicionamento sin a tardi-tectônico, que se distribuem regionalmente.

Após a instalação da Faixa Alto Guaporé na borda sul do Cráton Amazônico, um curto período de quiescência tectônica se estabeleceu. Posteriormente, a retomada da atividade tectônica envolvendo o ciclo de Wilson iniciou-se com um processo de rompimento crustal intracontinental, com geração de proto-oceano, o qual está representado pelo Terreno Nova Brasilândia, o qual possui uma individualidade que o diferencia dos terrenos ou domínios adjacentes, dos quais é separado por falhas ou zonas de cisalhamento de grande expressão. O cronocorrelato no sudoeste do Mato Grosso é representado pelo Grupo Aguapeí, o qual está depositado em um Aulacógeno. A tectono-estratigrafia do Terreno Nova Brasilândia é constituída por rochas pertencentes ao Grupo Nova Brasilândia, o qual é representado por uma unidade metaturbidítica terrígeno-carbonática dominante e subordinadamente por uma unidade máfico-félsica característica de magmatismo bimodal. Os dados geocronológicos obtidos nos zircões detríticos dos metaturbiditos permitem identificar uma fonte mista com idades Paleoproterozóicas até Mesoproterozóicas. Entretanto, o maior agrupamento de cristais forneceu a idade de 1215 ± 20 Ma, com o grupo mais jovem apresentando idade de 1122 ± 12 Ma, que é interpretada como a idade máxima da sedimentação. O magmatismo máfico intrusivo nos turbiditos exibe características geoquímicas e isotópicas compatíveis com basaltos do tipo E-Morb, relacionados a ambiente de margem passiva sucedendo rift. A idade T_{DM} é de 1250 Ma e os valores de ϵ_{Nd} variam entre +4 a +5, sugerindo fonte mantélica juvenil (Rizzotto, 1999).

Dois ciclos de contração, extensão e magmatismo intraplaca são reconhecidos durante a evolução geológica do Terreno Nova Brasilândia. O primeiro ciclo é marcado por extensão continental com geração de rift, plutonismo intraplaca e sedimentação turbidítica seguido por transpressão e espessamento crustal no período compreendido entre 1250 a 1110 Ma (Orogenia Nova Brasilândia). O segundo ciclo (1005-970 Ma) compreende extensão por colapso pós-orogênico com geração de bacia intracontinental em área cratônica em fase de estabilização (Formação Palmeiral), acompanhada de magmatismo bimodal intraplaca (Rizzotto, 2001). Nessa fase também ocorreram movimentos laterais de blocos crustais que geraram largas zonas transcorrentes (Zona de Cisalhamento Transcorrente Rio Branco).

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, delimitada pelas grandes zonas de cisalhamento Mesoproterozóicas. Este arco seria formado pelo alinhamento estrutural

WNW a oeste e sul de Rondônia virgando para próximo de N-S a sudoeste de Mato Grosso, das rochas do orógeno Rio Alegre (Matos *et al.* 2004) do Batólito Santa Helena (Geraldes, 2000) e Aguapeí (Tassinari & Macambira 2004). Esta geometria foi descrita anteriormente por Litherland *et al.* (1986) no escudo boliviano, tendo sido oportunamente considerada precursora à inflexão denominada de Arco de Arica na cadeia Andina. Os dados geocronológicos e as correlações regionais sugerem que estas estruturas limitaram a SW o Cráton Amazônico durante a orogênese Rondoniana-San Ignacio (Rizzotto *et al.* 2006).

Ao norte da área estudada, no estado de Rondônia, as zonas de cisalhamento consideradas, possuem direção geral WNW-ESE, com inflexões para NNE, mergulhos empinados predominantemente para sul, e movimentação compressiva perto da con-

dição frontal (Santarém *et al.* 1992, Scandolara *et al.* 2001). Nesse mesmo domínio, Scandolara, (2006) caracteriza o Sistema Transpressivo Sinistral Ji-Paraná como uma entidade tectono-estrutural, com aproximadamente 200 km de largura por 400 km de extensão na direção NNW-SSE caracterizada por inúmeras zonas de cisalhamento subverticais e de grau metamórfico da fácies anfibolito baixo.

O ramo de direção Norte-Sul da Faixa Alto Guaporé, localizado a sudeste da área estudada, apresenta zonas de cisalhamento de empurrão frontais a oblíquas, com movimento de topo para leste-nordeste durante o encurtamento atribuído à Orogenia Rondoniana. Este arranjo curvo é marcado por afloramento de rochas miloníticas metamorfizadas na fácies anfibolito superior, localmente com fundidos anatóxicos e com intrusivas graníticas.

3 – ESTRATIGRAFIA

3.1 GENERALIDADES

A geologia da folha Vilhena (SD-20.X.B) é dominada amplamente por litotipos que compõem a Bacia dos Parecis. Entretanto, tanto a parte sul como a norte da folha, apresenta uma geologia diversificada onde a maioria das unidades litoestratigráficas não era anteriormente conhecida. O mapa geológico atual com as modificações ora propostas alteram sobremaneira o quadro geológico e os aspectos evolutivos relacionados com a porção sudoeste do Cráton Amazônico (fig. 5). Nesse contexto, foram cartografadas 30 unidades litoestratigráficas, salientando-se que, na grande maioria dos casos, foram criadas novas denominações em substituição, fundamentalmente, àquelas que faziam parte até então do “embasamento cristalino” tido como pertencentes aos complexos Paleoproterozóicos denominados de Complexo Xingu, Complexo Basal e Complexo Alto Guaporé. Os critérios utilizados para a elaboração da coluna litoestratigráfica basearam-se, principalmente, nos estudos de campo onde se observou, em ordem de importância, as relações de campo, as características geoquímicas, características estruturais seguidas das datações radiométricas e, na ausência destas, por estudo comparativo através das correlações litológicas e estruturais com unidades semelhantes já definidas em trabalhos anteriores em Rondônia, Mato Grosso e no nordeste boliviano. Entretanto, boa parte das rochas que integram o embasamento, a posição original das unidades litoestratigráficas não pode ser recuperada tendo em vista a superposição de um evento tectono-metamórfico que obliterou, transpôs e modificou essa relação estratigráfica.

Nesse intuito, para uma melhor visualização das unidades litoestratigráficas da área e suas posições relativas no tempo geológico, propõem-se um quadro estratigráfico ilustrado na figura 6.

3.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.2.1 Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira

3.2.1.1 Comentários Gerais

Os anfíbolitos que se encontram distribuídos no extremo sudeste de Rondônia foram posicionados no Complexo Basal, segundo dados do Projeto Sudeste

(Pinto Filho *et al.*, 1977). Durante a execução do Projeto Platina, Romanini (2000) definiu uma associação de rochas máfico-ultramáficas constituídas por gabros, tremolitos, hornblenditos, bronzititos, gabronoritos aflorantes por uma área de 35 km², metamorfasadas ou não e definiu-as como pertencentes ao Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira. Sua área-tipo é o curso superior do igarapé homônimo e afluentes do rio Verde. No presente trabalho, adotaremos a denominação proposta por Romanini (2000) salvaguardando os tipos litológicos, porém, com inclusão de anfíbolitos bandados, granulitos máficos e propondo um novo posicionamento crono-estratigráfico.

3.2.1.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

As rochas máfico-ultramáficas do complexo ocupam a porção sudoeste da folha Vilhena, representadas por corpos acamadados aflorantes predominantemente nos domínios da Fazenda Patuá, além de outros corpos menores aflorantes nas cabeceiras dos afluentes do rio Verde.

Os contatos são, via de regra, tectônicos (falhas transpressivas) com os litótipos do Complexo Colorado e com os filitos da Formação Tanaru. Contatos difusos ocorrem entre os anfíbolitos e metaultramáficas. A parte sul-sudoeste do complexo encontra-se encoberta pelos sedimentos indiferenciados do Quaternário.

3.2.1.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

A variedade de litotipos do Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira é expressiva. Entretanto, predominam rochas máficas a localmente ultramáficas, normalmente miloníticas e bandadas, raramente isotrópicas, onde se destacam os anfíbolitos verde-claros a negros, bandados, de granulação fina, estando os mesmos quase sempre intercalados com formações ferríferas, metabasaltos e xistos, além de metagabros, metagabronoritos e metapiroxenitos. Estes últimos exibem textura/estrutura ígnea parcialmente preservada. Granulitos máficos, actinolitos, tremolitos e actinolita xistos são subordinados. Toda a associação litológica mostra uma forte transposição tectônica para a vertical, ao longo das zonas miloníticas, mas em zonas de baixa pressão as feições ígneas se preservam, sugerindo

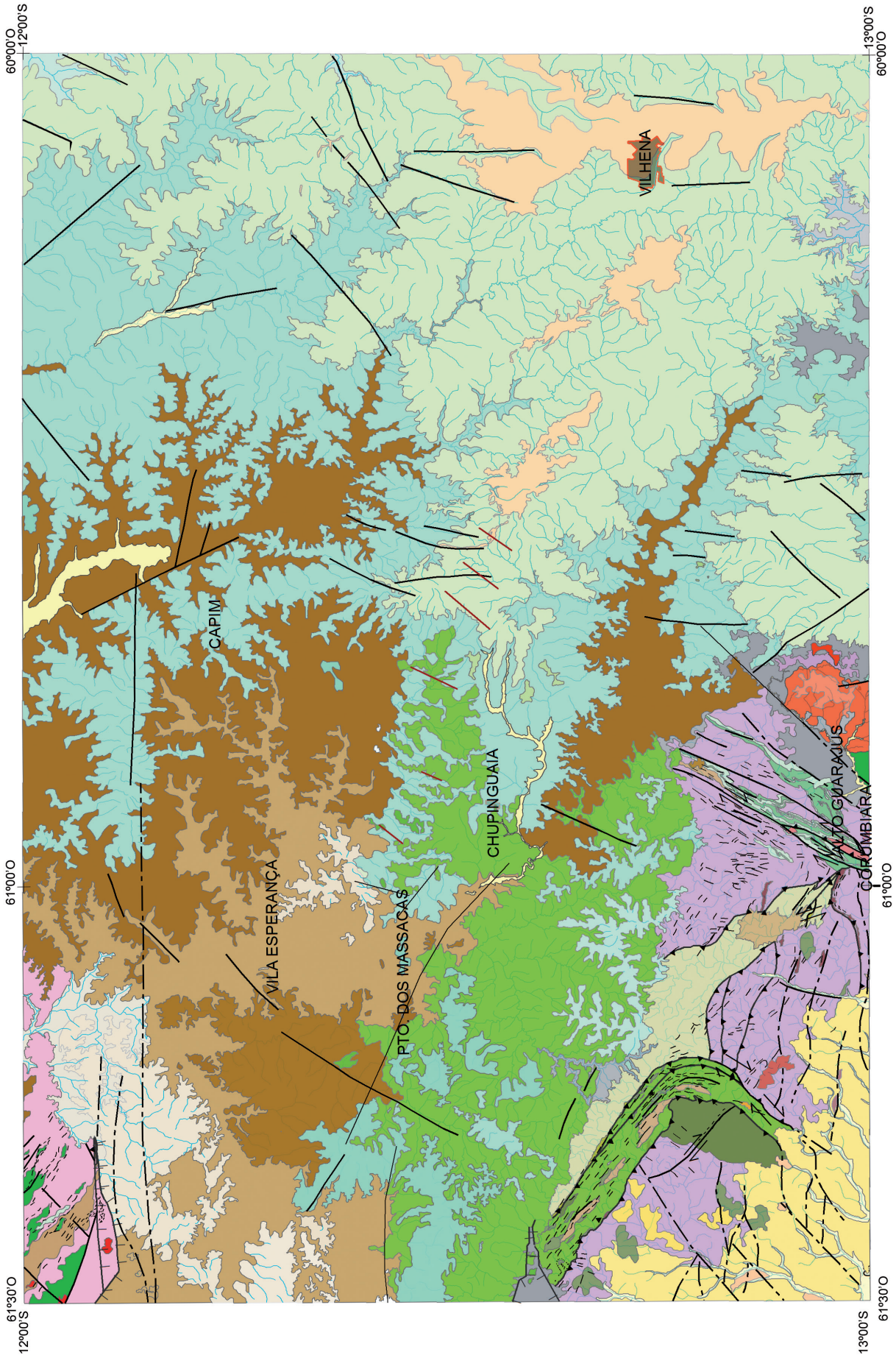


Figura 5 - Mapa Geológico da área estudada.

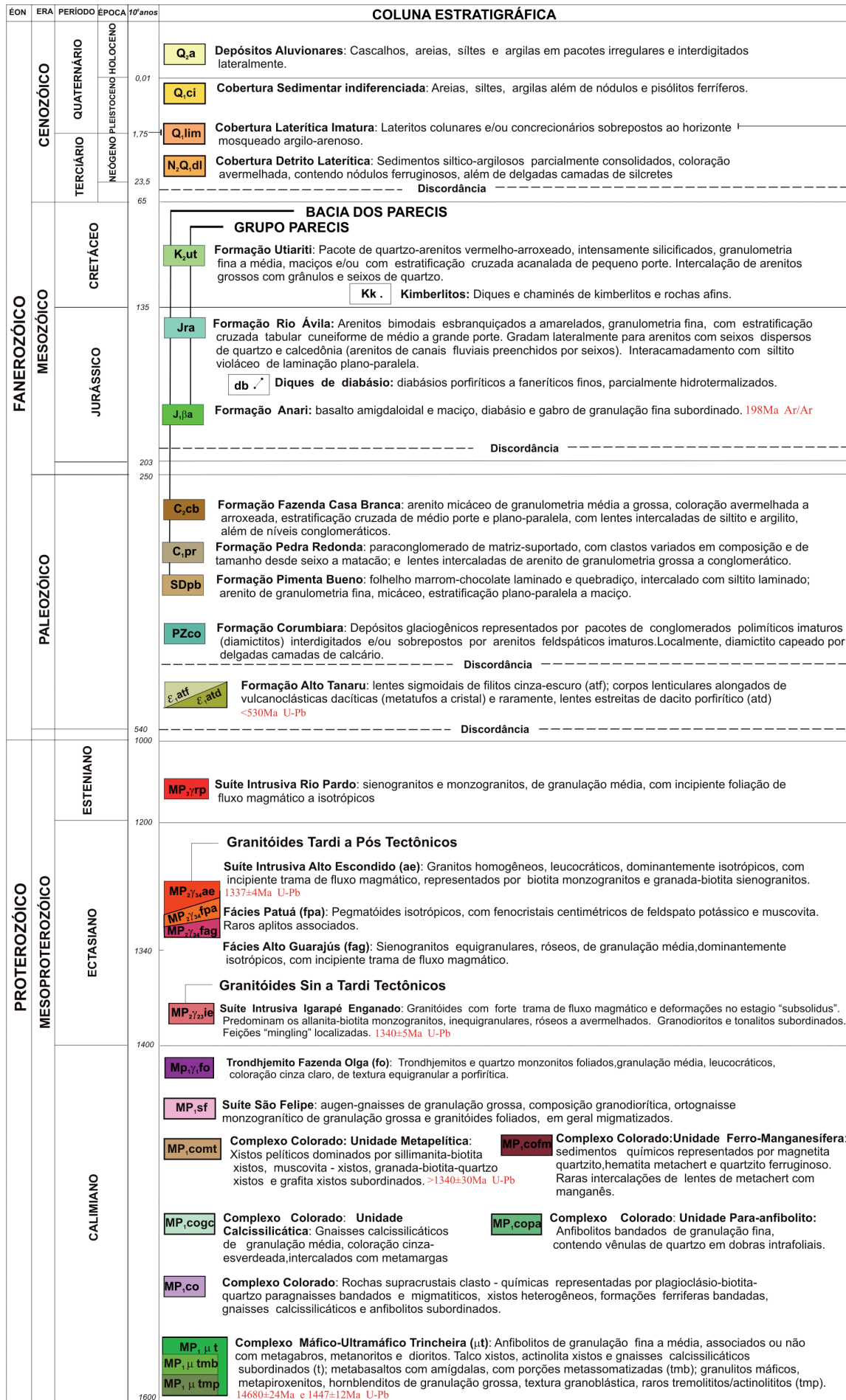


Figura 6 - Sinopse estratigráfica da folha Vilhena

uma associação petrotectônica intra-oceânica do tipo ofiolítica (Rizzotto & Hartmann, 2012).

Os cumulados máfico-ultramáficos da unidade inferior do Complexo ofiolítico Trincheira são constituídos, predominantemente, por protólitos anidros de paragênese da fácies granulito, constituídos por olivina-ortopiroxenitos, bronzititos e websteritos. Essas rochas mostram-se intercaladas com raros plagiogranitos e exibem bandamento ígneo transporte na vertical. Estreitas bandas de cisalhamento miloníticas cortam as rochas granulíticas e transformam-nas em anfibolitos ou em tremolititos, actinolitos e talco-xistos. Localmente, as rochas cumuláticas são intrudidas por diques graníticos de granulação grossa e por rochas dioríticas-tonalíticas.

As texturas dos granulitos máficos são típicas da fácies granulito (Vernon, 1970). Apresentam agregados granoblásticos de granulação fina, com formas poligonais e junção tríplice. A assembleia mineral característica é representada por ortopiroxênio + clinopiroxênio \pm plagioclásio \pm olivina, com proporção menor de biotita titanífera, hornblenda marrom e ilmenita.

Os anfibolitos da parte intermediária do Complexo Trincheira apresentam granulação fina, com bandamento regular e uniforme em escala centimétrica a milimétrica, materializado pela segregação heterogênea de níveis félsicos de quartzo, plagioclásio e epidoto que se alternam com níveis máficos a base de anfibólio (fig. 7a). As lentes de anfibolitos ocorrem em posição sub-vertical, resultante de deformação compressiva. Dobras isoclinais a apertadas são frequentes, além de finas vênulas de quartzo que materializam dobras ptigmáticas e dobras intrafoliais. Em alguns locais são observados dobramento isoclinal com espessamento da zona de charneira (fig. 7b). Por vezes, ocorrem veios e/ou bolsões pegmatóides centimétricos a métricos a base de feldspato potássico, quartzo e anfibólio, gerados por segregação tardia de fluidos hidrotermais.

Pods de rochas máficas ocorrem como corpos de várias dezenas de metros no interior dos anfibolitos, sugerindo intrusões co-magmáticas na forma de *sills*. São constituídos por anfibolitos porfiroblásticos, actinolitos, metagabros, metagabronoritos, leucometagabros e raros metapiroxenitos, de textura/estrutura ígnea parcialmente preservada. Ocorrem em blocos subarredondados a alongados, normalmente alinhados segundo a direção da foliação metamórfica regional. Entretanto, apresentam um padrão heterogêneo no comportamento da direção do fluxo metamórfico, com variação no *trend* da foliação em função da reologia da rocha. Geralmente apresentam-se como corpos acamadados, com bandamento composicional transposto na vertical pela superposição do tectonismo, onde alternam-se camadas milimétricas a centimétricas compos-

tas por bandas félsicas a base de plagioclásio e raro anfibólio e por bandas máficas compostas por cumulados de anfibólio (originalmente piroxênios), além de camadas intermediárias ricas em plagioclásio + anfibólio + epidoto \pm quartzo (fig. 7c).

Os anfibolitos porfiroblásticos (fig. 7d) também desenvolvem-se ao longo das zonas de menor deformação. As rochas ultramáficas (actinolitos, metapiroxenitos, metamelagabros e actinolita metagabros) são, na sua grande maioria, maciços, de granulação grossa, apresentam coloração verde-escuro a negra, aflorando como matacões métricos subangulosos e, raramente, constituindo corpos de centenas de metros. Frequentemente exibem agregados granoblásticos de anfibólio (fig. 7e) além de cristais porfiroblásticos (de até 8cm) e, nas bordas dos corpos, observa-se foliação metamórfica superimposta. Essa foliação raramente se desenvolve nas partes centrais dos corpos maiores, indicando maior competência dos mesmos em relação à deformação. Nesse sentido, em alguns afloramentos observa-se *megapods* envoltos por bandas de cisalhamento, onde a rocha original foi parcialmente transformada em xisto ultramáfico (actinolita xisto, tremolita xisto- fig. 7f). Os dados de campo sugerem que alguns dos corpos ultramáficos foram transformados por um aporte de fluidos metamórficos concentrados em zonas de baixa pressão, normalmente em zonas de charneira de megadobras, a partir de protólitos do tipo piroxenitos.

A parte superior do Complexo máfico-ultramáfico Trincheira é representada por anfibolitos cinza-escuros, de granulação fina, os quais apresentam feições, texturas e estruturas ígneas parcialmente preservadas, podendo ser caracterizados como metabasaltos. Mostram um pervasivo diaclasamento sub-horizontal espaçado centimetricamente, caracterizando vulcanismo subaéreo (fig. 8a). Apresentam cavidades milimétricas a centimétricas preenchidas por um agregado de epidoto e quartzo (*drainage cavity*), sugerindo serem amígdalas deformadas (fig. 8b). Da mesma forma, finos níveis de material esbranquiçado a base de quartzo + plagioclásio + epidoto \pm carbonato \pm sulfetos bordejando núcleos mais preservados de metabasalto, sugerem estruturas do tipo pillow (fig. 8c). Entretanto, em função da alta taxa de deformação, essas estruturas primárias não são facilmente reconhecíveis. Zonas com forte sulfetação são comuns nos metabasaltos (fig. 8d) afetados por metamorfismo de baixo grau, onde são transformados para uma assembléia a base de actinolita + epidoto + albita + quartzo + pirita \pm calcopirita. Alguns metabasaltos e anfibolitos são compostos predominantemente por magnésio-hornblenda, consistente com uma composição ultramáfica (anfibolitos ricos em anfibólio).

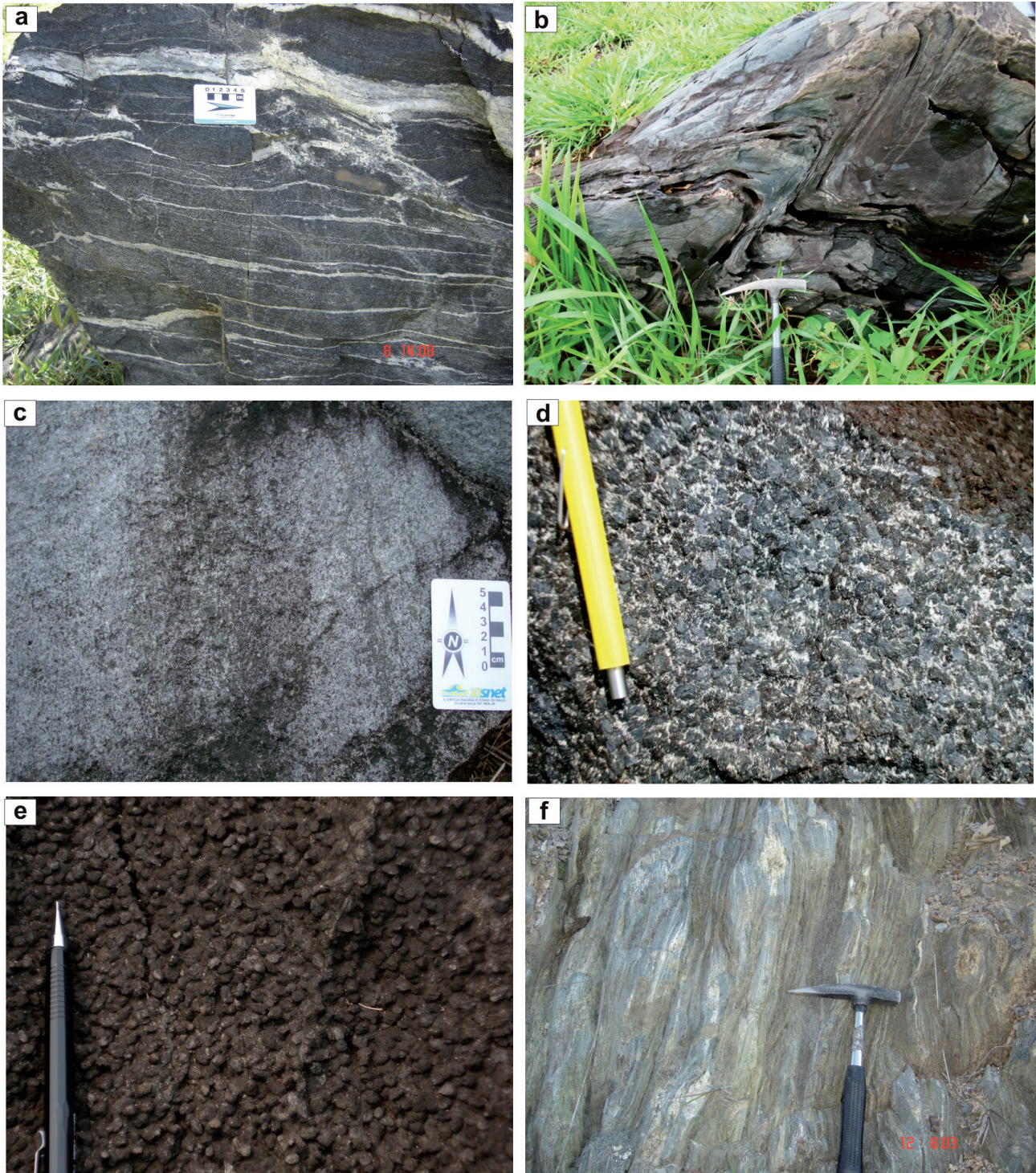


Figura 7 - Rochas máficas e ultramáficas do Complexo máfico-ultramáfico Trincheira. (a) anfibolito bandado e (b) dobra apertada em anfibolito na zona de alto strain; (c) acamadamento ígneo preservado nos metagabros; (d) porfiroblastos de anfibólio em matriz de plagioclásio, quartzo e epidoto; (e) agregados granoblásticos de anfibólio em rocha ultramáfica; (f) xisto máfico em zonas miloníticas sigmoidais;

Os actinolitos, tremolitos e actinolita xistos são derivados a partir do cisalhamento por sobre protólitos ultramáficos do tipo piroxenitos. Ocorrem em forma de lentes sigmoidais descontínuas, de extensão de poucas dezenas de metros, coloração esverdeada, granulação fina a média, sempre associados aos anfibolitos ou hornblenditos. De ocorrência semelhante, mas com pouca expressão

em área, têm-se as metamargas, as quais ocorrem intercaladas aos anfibolitos, em lentes centimétricas descontínuas, geralmente em avançado estágio de alteração intempérica.

As características mineralógicas e os protólitos interpretados dos diferentes tipos de rochas máfico-ultramáficas são mostrados na tabela 2. Essas rochas consistem de assembléia metamórfica da fá-

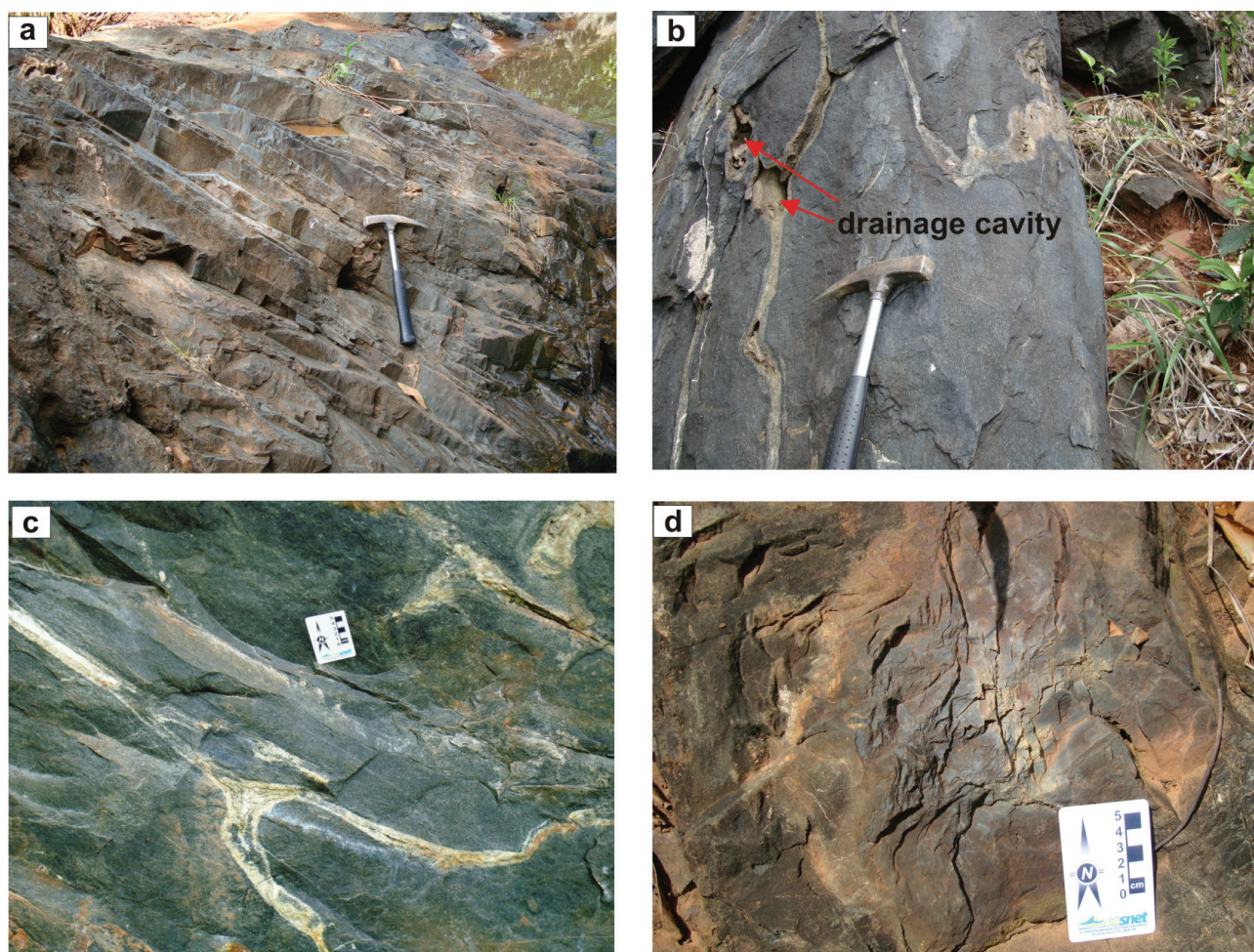


Figura 8 - Rochas máfico-ultramáficas da porção superior do Complexo Trincadeira. (a) diaclasamento subhorizontal no metabasalto rico em anfibólio; (b) drainage cavity em metabasalto; (c) estruturas semelhantes a pillow lavas estradas; (d) zona de sulfetação em metabasalto.

cies epidoto-anfibolito com foliação penetrativa na grande maioria das rochas. A mineralogia e textura ígnea primária são preservadas em alguns tipos de rochas.

Os anfibolitos finos (metabasaltos) são compostos por magnésio-hornblenda (60-65%), andesina

(15-20%), quartzo (5-10%), epidoto (7-10%) e minerais acessórios (< 1%) tais como magnetita, titanita e rara escapolita. A magnésio-hornblenda ocorre em agregados prismáticos alongados que juntamente com epidoto definem a foliação penetrativa da rocha. Amígdalas ovaladas pela deformação mostram-

Litologia	Composição Mineralógica	Protólito
Metabasalto	hornblenda+plagioclásio+epidoto +quartzo±magnetita±titanita	basalto
Anfibolito rico em anfibólio	mg-hornblenda+plagioclásio +quartzo+epidoto±titanita±ilmenita±clorita	gabro/melagabro
Anfibolito porfiroblástico	mg-hornblenda +plagioclásio+quartzo +magnetita±ilmenita±apatita±epidoto	gabronorito
Metagabro	plagioclásio+clinopiroxênio+ortopiroxênio +actinolita±ilmenita±titanita	gabro
Metaultramáfica	ortopiroxênio±plagioclásio±cumingtonita	piroxenito
Granulito máfico	clinopiroxênio+ortopiroxênio+ plagioclásio±hornblenda±ilmenita	norito

Tabela 2 - Características mineralógicas e protólitos interpretados dos principais tipos de rochas do Complexo máfico-ultramáfico Trincadeira.os.

-se preenchidas por cristais prismáticos de epidoto, além de agregado granoblástico fino de quartzo + albita + ilmenita ± sulfetos (fig. 9a). Feições ígneas reliquias são representadas por zonas amigdaloidais (fig. 9b).

Os anfíbolitos ricos em anfibólio são espacialmente associados aos metabasaltos. Possuem assembléia mineralógica representada por magnésio-hornblenda (60%), plagioclásio (25%), quartzo (9%), epidoto (2%) e minerais acessórios (<3%) tais como clorita, ilmenita e titanita (fig. 9c). Raramente, apresentam cristais prismáticos e aciculares de actinolita envolvendo, por vezes, porfiroclastos de hornblenda. Não menos raro é a presença “fantasmas” de porfiroclastos de piroxênio parcialmente substituídos por anfibólio. A foliação é sigmoidal penetrativa definida pelos prismas alongados de hornblenda e rara clorita magnésiana (fig. 9d). Textura ígnea reliquiar (textura ofítica) é por vezes observada e agregados granoblásticos de plagioclásio + quartzo ocorrem entre os espaços intersticiais dos anfibólios.

Anfíbolitos porfiroblásticos são menos frequentes quando comparados com aqueles ricos em anfibólio. São compostos por hornblenda magnésiana (70-80%), plagioclásio (15-20%), quartzo (3-6%), magnetita (1-2%). Os minerais acessórios (<1%) incluem ilmenita, apatita e raro epidoto. Os agregados porfiroblásticos de hornblenda com inclusões subarredondadas a alongadas e filetes de quartzo ao longo dos planos de clivagem, sugere substituição do piroxênio ígneo por anfibólio (fig. 9e). Agregados de plagioclásio e quartzo em mosaico de 120° ocorrem entre os porfiroblastos de anfibólio.

Os metagabros são os que possuem feições ígneas primárias mais bem preservadas (fig. 9f). Texturas ofítica e intergranular estão presentes. Entretanto, simplectitos de plagioclásio + actinolita se desenvolvem nas bordas do piroxênio. A assembléia mineralógica é a base de plagioclásio (50-60%), clinopiroxênio (25-30%), ortopiroxênio (10-15%), actinolita (5%). Alguns minerais acessórios (<1%) incluem titanita e ilmenita, rara escapolita.

Ao longo de microzonas de cisalhamento os minerais primários (plagioclásio) são transformados em albita+epidoto+quartzo e o piroxênio transformado parcialmente em anfibólio. As transformações metamórficas são mais evidentes nas bordas dos clinopiroxênios, onde há intercrescimento simplectítico de actinolita+albita. Cristais de ortopiroxênio apresentam-se pseudometamorfisados para cummingtonita e actinolita.

Os gabros apresentam textura ígnea totalmente preservada dominada pela textura ofítica (fig. 9g). São classificados como olivina gabronoritos, que possuem na sua composição clinopiroxênio (45%),

plagioclásio (44%), ortopiroxênio (8%), olivina (3%) e minerais acessórios (<1%) tais como biotita, magnetita e rara hornblenda. Cristais de olivina com borda de reação desenvolvendo mirmequitos de clinopiroxênio + plagioclásio, além de bordas do clinopiroxênio com fina franja de anfibólio.

Rochas metaultramáficas granulitizadas são representadas por cumulos de ortopiroxênio e clinopiroxênio (fig. 9h), os quais apresentam textura acumulada, representada por uma imbricação em junção tríplice em ângulos de 120° entre os cristais. Raros cristais pós-cumulus de plagioclásio, magnetita e clinofanfólio magnésiano perfazem em torno de 1%.

3.2.1.4 Litoquímica e Petrogênese

As análises químicas dos elementos maiores, elementos traço e Terras Raras foram realizadas no Acme Analítica Laboratórios Ltda, onde os primeiros foram analisados por fusão em ICP-ES e os dois últimos por fusão em ICP-MS. Nem todas as unidades litoestratigráficas foram analisadas quimicamente, pois a precária exposição e elevado grau de intemperismo não permitiu a amostragem e o conseqüentemente tratamento químico. Assim sendo, as rochas tratadas quimicamente são os anfíbolitos, metapiroxenitos e granulitos máficos do Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira, calcissilicáticas e biff's do Complexo Colorado, e granitos sin a tardi-tectônicos da Suite Intrusiva Alto Escondido e granitos tardi a pós-tectônicos da Suite Intrusiva Igarapé Enganado.

Os dados dos elementos maiores, elementos-traço, terras raras e razões inter-elementos mais significantes das rochas máfico-ultramáficas do Complexo Trincheira são apresentados na tabela 3. Tendo como base as características de campo, estudo petrográfico e abundância dos elementos maiores (ex. SiO₂ e MgO), as rochas metavulcano-plutônicas podem ser divididas em seis grupos principais: (1) anfíbolitos finos (metabasaltos), (2) anfíbolitos ricos em anfibólio, (3) anfíbolitos porfiroblásticos, (4) granulitos básicos, (5) cumulos máfico-ultramáficos. O sexto grupo, com características químicas e petrográficas distintas dos demais é menos expressivo e representado por pequenas intrusões gabróicas.

Inicialmente, antes de se considerar qualquer interpretação petrogenética, foi efetuada uma investigação geoquímica para se avaliar a mobilidade dos elementos por processos de alteração hidrotermal, metamorfismo, metassomatismo e deformação polifásica pelos quais, eventualmente, passaram as rochas máfico-ultramáficas do complexo.

Em muitos estudos petroquímicos tem-se mostrado que o Zr é um dos elementos menos móveis den-

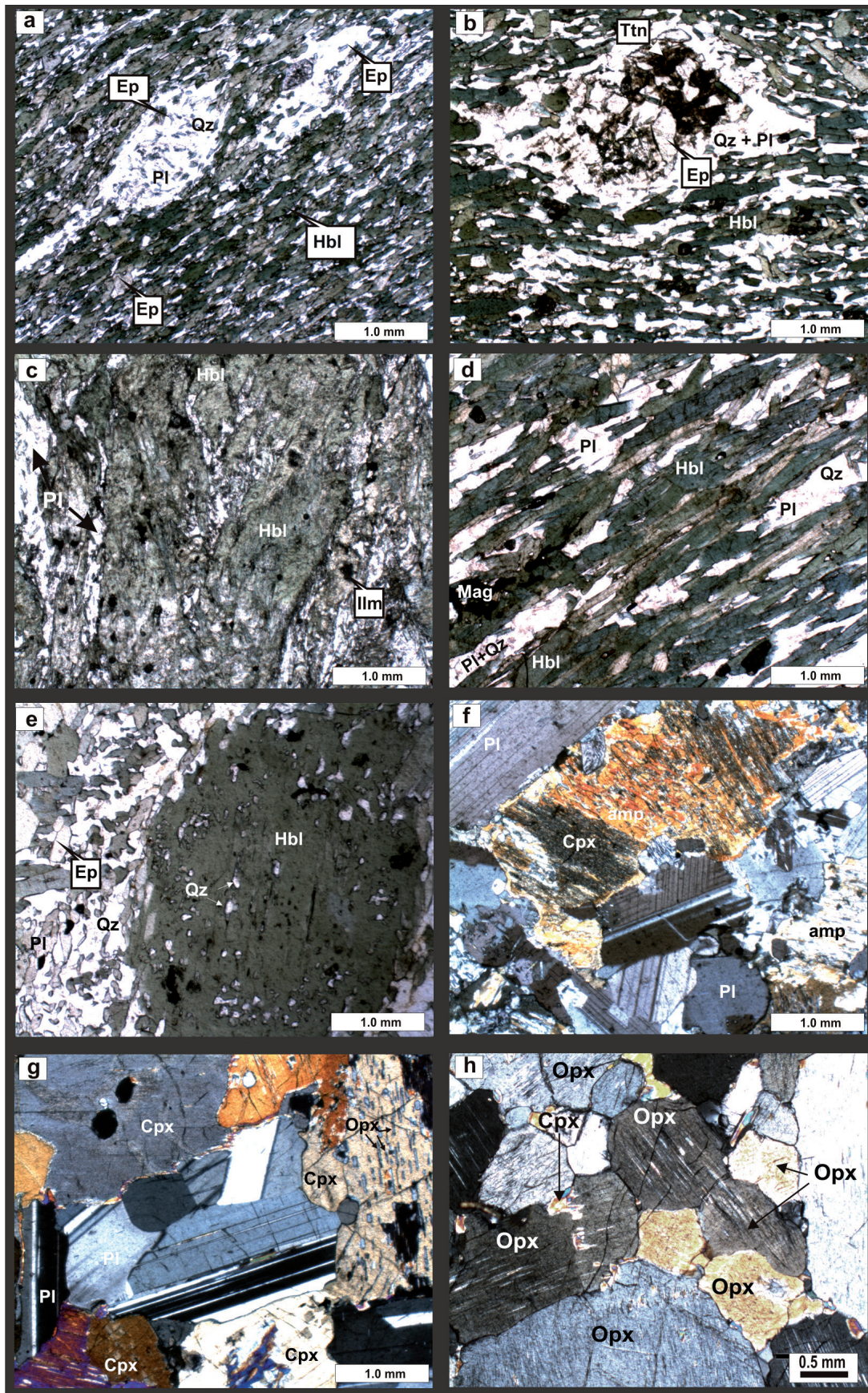


Figura 9 - Fotomicrografias de rochas metavulcânicas e metaplutônicas (veja tabela 2). (a) metabasalto com amígdalas estiradas; (b) metabasalto mostrando amígdaala preenchida por Ab+Ep+Qz+Ttn; (c) anfibolito rico em anfibólio com textura nematoblástica sigmoidal; (d) anfibolito rico em mg-hornblenda de foliação penetrativa; (e) anfibolito porfiroblástico; (f) metagabro de textura granoblástica; (g) gabro; (h) granulito máfico com textura granoblástica. Luz polarizada plana (a, b, c, d, e) e luz polarizada cruzada (f, g, h). Abreviaturas: Ep-epidoto; Hb-hornblenda; ilm-ilmenita; PL-plagioclásio; Qz-quartzo; Cpx-clinopiroxênio; Opx-ortopiroxênio; Amp-anfibólio; Ttn-titanita; Mag-magnetita.

tro do sistema geoquímico (Pearce and Peate, 1995, Winchester and Floyd, 1977, Pearce *et al.*, 1992). Esse elemento tem sido utilizado como um índice independente de variação geoquímica tanto para estudos do comportamento geoquímico de rochas vulcânicas modernas (Murton *et al.*, 1992) como para rochas arqueanas (Polat *et al.*, 2002). Portanto, nesse estudo, adotou-se procedimento similar àquele proposto pelos autores acima para se avaliar os efeitos de alteração nas rochas máfico-ultramáficas.

A mobilidade dos elementos K, Rb, Na, Ba, Sr, Ca, P e Fe já foi mostrada em estudos de rochas vulcânicas metamorfisadas (Frei *et al.*, 2002, Arndt, 1994, Brunsmann *et al.*, 2000). Em contrapartida, elementos REEs, HFSEs, Al, Cr e Ni apresentam menor mobilidade (Ludden *et al.*, 1982; Jochum *et al.*, 1991; Xie *et al.*, 1993). Entretanto, a mobilidade dos elementos em cada caso deve ser testada. Um método efetivo é aquele proposto por Cann (1970), no qual um elemento imóvel é plotado no eixo horizontal de um diagrama de variação bivariante e o elemento a

ser avaliado é plotado no eixo vertical. Portanto, utilizou-se como critério para se avaliar os efeitos de alteração a magnitude de correlação do Zr em diagramas binários (fig.10). Elementos com coeficiente de correlação (R) < 0,75 foram considerados como móveis (Polat *et al.*, 2004) e não serão utilizados para interpretação petrogenética.

A maioria das rochas máfico-ultramáficas apresenta composição basáltica no diagrama Zr/Ti versus Nb/Y e somente três amostras apresentam composição andesito basáltica (fig. 11a). Nos diagramas de variação de Zr (fig. 10) as rochas máfico-ultramáficas mostram *trends* colineares para os HFSE, REE e metais de transição indicando composição comparável entre as mesmas. As rochas máfico-ultramáficas foram divididas em seis grupos principais em função das características químicas dos elementos-traço quando normalizados ao condrito e ao manto primitivo segundo Sun and McDonough, (1989) e Hofmann, (1988), respectivamente (fig.12 e tab. 3).

	Anfibolitos finos (metabasaltos)						Anfibolitos ricos em anfibólio					
	GR-504	GR-610	GR-669	GR-730	GR-737	GR-738	GR-73	GR-151	GR-537	GR-542	GR-572	
SiO ₂ (wt %)	53,51	42,48	48,94	49,74	49,54	48,94	41,54	50,91	45,61	48,32	49,83	
TiO ₂	1,32	1,38	0,98	1,3	1,45	1,5	0,75	1,07	1,62	1,4	0,34	
Al ₂ O ₃	12,58	12,64	15,17	16,32	14,66	13,85	13,78	13,59	15,57	13,6	15,09	
Fe ₂ O ₃	16,25	17,99	15,45	11,42	12,8	13,47	10,85	13,19	14,67	12,7	10,82	
MnO	0,24	0,42	0,26	0,19	0,24	0,21	0,18	0,17	0,2	0,21	0,18	
MgO	4,28	7,93	4,93	5,65	6,73	7,51	8,69	6,75	6,22	7,65	8,25	
CaO	6,97	10,78	9,57	11,44	10,44	9,76	10,65	11,78	11,93	12,49	12,02	
Na ₂ O	2,68	1,93	2,78	2,6	3,03	2,94	1,7	1,05	1,72	1,82	1,73	
K ₂ O	0,48	0,19	0,33	0,33	0,22	0,28	1,2	0,42	0,14	0,2	0,37	
P ₂ O ₅	0,21	0,27	0,80	0,15	0,12	0,17	0,15	0,12	0,103	0,14	0,041	
LOI	1,3	3,3	0,8	0,6	0,5	1,1	10,4	0,7	2	1,1	1,1	
Total	99,89	99,66	99,79	99,79	99,79	99,77	99,97	99,75	99,81	99,72	99,8	
Mg-number	34	47	39	49	51	52	61	50	46	54	60	
Sc (ppm)	42	43	51	42	50	54	35	47	52	53	47	
V	374	608	295	283	341	377	225	428	368	318	229	
Cr	48	96	34	274	233	260	376	253	205	356	260	
Co	40	50	38	45	44	50	47	46	50	50,4	43,8	
Ni	18	80	12	64	56	93	77	53	73	80	70	
Ga	18	19	17	18	15	17	15	16	19	15,8	11,8	
Rb	9	1	1	6	6	8	32	8	4	3,5	4,6	
Sr	73	146	183	164	90	101	234	172	168	113	118	
Y	33,4	26,5	20,7	33,7	29,9	35,8	19	15,5	42,5	32,3	26,7	
Zr	89,9	72,6	71,6	104,5	81,1	87,5	52,9	39,5	73	67,2	48,3	
Nb	2,3	2,1	2	3,8	3,8	4,5	2,3	2,6	2,6	2,9	1,2	
Ba	133	248	44	97	81	60	259	60	56	64	49	
Ta	0,2	0,1	LDL	0,3	0,1	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2	LDL	
Th	1,1	0,3	0,4	0,8	0,7	0,8	0,6	0,5	0,4	0,3	0,18	
Hf	2,8	2,2	1	3,4	2,3	2,9	1,4	1,4	2,7	1,8	0,9	
U	0,6	0,2	0,2	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	LDL	0,2	
La	7,3	4,2	3,5	6,2	4,2	3,6	5,3	4,6	7	5,3	5,1	
Ce	17,1	10,2	10,4	16,4	11,6	8,4	13,7	11,9	10,9	10,5	10,6	
Pr	2,79	1,71	1,71	2,6	2,03	1,82	1,99	1,75	2,21	1,75	1,65	
Nd	14,5	8,6	9,6	12,9	11,4	10,7	10,3	9,0	11,7	9,8	7	
Sm	4,1	2,81	2,78	3,89	3,4	3,76	2,7	2,33	3,8	3,08	2,4	
Eu	1,53	1,06	1,08	1,27	1,2	1,39	0,91	0,90	1,57	1,27	0,52	
Gd	5,39	3,7	3,38	4,89	4,53	5,24	3,04	2,80	5,99	4,31	3,01	
Tb	0,97	0,7	0,59	0,93	0,84	0,97	0,55	0,47	1,12	0,88	0,6	
Dy	6,2	4,15	3,44	5,8	5,39	6,12	3,18	2,40	7,13	5,21	4,11	
Ho	1,27	0,94	0,76	1,23	1,15	1,32	0,69	0,56	1,48	1,2	0,87	
Er	3,85	2,9	2,12	3,51	3,14	3,83	2,07	1,69	4,2	3,46	2,88	
Tm	0,61	0,45	0,33	0,55	0,48	0,56	0,28	0,24	0,76	0,58	0,49	
Yb	3,74	2,79	1,98	3,39	2,97	3,47	1,82	1,52	3,91	3,12	2,88	
Lu	0,59	0,43	0,32	0,51	0,45	0,53	0,28	0,24	0,62	0,52	0,44	
La/Yb _{cn}	1,4	1,08	1,27	1,31	1,01	0,74	2,09	2,17	1,28	1,22	1,27	
La/Sm _{cn}	1,15	0,96	0,81	1,03	0,8	0,62	0,85	1,27	1,19	1,11	1,37	
Gd/Yb _{cn}	1,19	1,1	1,41	1,19	1,26	1,25	1,23	1,38	1,27	1,14	0,86	
(Eu/Eu*) _{cn}	1	1,01	1,08	0,89	0,93	0,96	0,98	0,97	1,01	1,07	0,59	
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	9,53	9,16	15,48	12,55	10,11	9,23	18,37	12,70	9,61	9,71	44,38	
Zr/Y	2,69	2,74	3,46	3,1	2,71	2,44	2,78	2,55	1,72	2,08	1,81	
Ti/Zr	88	114	82	75	107	103	85	162	133	125	42	
(Nb/Nb*) _{pm}	0,02	0,13	0,12	0,06	0,10	0,13	0,06	0,09	0,08	0,15	0,11	
(Zr/Zr*) _{pm}	0,07	0,14	0,13	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,08	0,11	0,14	
(Ti/Ti*) _{pm}	0,07	0,16	0,16	0,08	0,11	0,08	0,14	0,31	0,07	0,10	0,05	

CPRM - Programa Geologia do Brasil

	Anfibolitos ricos em anfibólio										
	GR-609	GR-673	GR-770	GR-786	GR-793	NM54	NM67A	NM114	NM-141	NM-144	NM-166
SiO ₂	48,43	47,1	54,15	53,49	50	46,1	48,3	47,21	50,34	49,97	43,1
TiO ₂	2,32	1,2	0,64	0,8	1,75	1,44	1,09	1,87	1,13	1,46	1,41
Al ₂ O ₃	12,8	14,03	15,53	15,08	13,8	15,09	14,68	13,66	14,58	14,77	14,95
Fe ₂ O ₃	15,75	16,36	11,64	12,58	16,21	11,33	11,31	15,14	12,84	12,63	15,87
MnO	0,24	0,28	0,27	0,21	0,24	0,15	0,17	0,22	0,2	0,19	0,19
MgO	5,86	6,95	4,36	5,02	4,85	9,34	8,66	6,57	6,55	6,36	10,63
CaO	9,89	10,53	7,73	7,49	8,65	12,5	11,32	10,87	10,22	10,94	9,35
Na ₂ O	2,44	1,46	3,21	3,83	2,79	2,36	2,54	2,54	2,8	2,68	1,98
K ₂ O	0,37	0,41	0,94	0,38	0,36	0,27	0,27	0,32	0,43	0,36	0,31
P ₂ O ₅	0,371	0,233	0,21	0,1	0,41	0,12	0,19	0,23	0,24	0,28	0,19
LOI	1,2	1,1	1,1	0,8	0,7	1,2	1,4	1,3	0,6	0,3	1,9
Total	99,72	99,72	99,81	99,8	99,76	99,97	99,99	99,97	99,94	99,97	99,94
Mg#	42	46	43	44	37	62	60	46	50	50	57
Sc	51	55	33	41	42	37	38	49	45	44	23
V	434	408	274	295	426	229	236	372	279	290	251
Cr	109	82	48	48	41	328	315	151	55	96	123
Co	47	54,6	27,9	35,9	43,5	53,1	49,6	52,2	47,3	37,4	71,5
Ni	54	86	12	19	32	171	131	75	58	40	260
Ga	19,6	17,2	16,7	16,4	19,6	15,4	15,7	19,8	18,1	17,9	19,6
Rb	8,1	7,5	21,4	6,6	4,8	14,4	8,7	5,3	7,7	4,3	7,6
Sr	165,6	199,6	291	214,5	291,8	250,6	228	160,2	299,4	227,7	250,7
Y	56,5	30	12,7	19,6	33,3	33,4	27,7	46,4	28	35,1	23
Zr	165,5	61,8	53,8	38,3	76,7	78,3	66,9	109,7	78	85,9	82,1
Nb	4,1	1,6	2,8	1,4	3,8	0,9	1,5	3,6	2,3	3,1	4,2
Ba	191	110	127	69	48	112,6	106,2	70,7	138,9	105,2	261,1
Ta	0,3	0,1	0,1	0,08	0,2	0,2	0,1	0,4	0,2	0,3	0,4
Th	0,6	0,3	0,8	0,2	0,6	0,5	0,7	0,5	1,3	0,9	0,3
Hf	5,1	2,1	1,9	0,8	2,2	2,7	1,9	3,3	2,2	2,4	2,6
U	0,3	0,2	0,3	0,1	0,3	LDL	0,1	0,2	0,4	0,4	0,2
La	8,8	3,8	8,4	3,8	8,1	2,6	4,5	6,3	5,9	5,9	6,4
Ce	26,3	9,6	18,4	9,3	19,3	8,6	11,5	19,1	15,3	17,4	16,9
Pr	4,45	1,62	2,56	1,46	3,07	1,65	1,94	3,08	2,26	2,66	2,71
Nd	22,5	9,1	11,9	7,2	16,7	10,3	10,7	15	11,1	13,7	12,9
Sm	6,99	2,87	2,66	2,05	4,35	3,8	3,4	5,1	3,1	4	3,6
Eu	2,33	1,13	0,88	0,78	1,51	1,46	1,21	1,81	1,1	1,53	1,44
Gd	8,67	3,91	2,57	2,83	5,6	4,95	4,22	6,72	3,92	4,91	4,25
Tb	1,63	0,8	0,39	0,51	1,03	0,93	0,77	1,25	0,65	0,85	0,65
Dy	9,47	4,81	2,28	3,35	6,26	6,31	5	7,67	4,31	5,34	4,06
Ho	2,01	1,08	0,44	0,68	1,25	1,33	1,08	1,76	0,97	1,21	0,8
Er	5,77	3,29	1,32	2,19	3,63	3,91	3,06	5,1	2,91	3,65	2,28
Tm	0,86	0,52	0,2	0,35	0,56	0,57	0,48	0,73	0,44	0,61	0,4
Yb	5,45	3,17	1,36	2	3,5	3,31	2,83	4,6	2,57	3,36	2,1
Lu	0,8	0,48	0,21	0,33	0,53	0,49	0,44	0,75	0,4	0,49	0,3
La/Yb _{cn}	1,16	0,86	2,43	1,36	1,66	0,56	1,14	0,98	1,65	1,26	2,19
La/Sm _{cn}	1,2	1,2	2,04	1,23	0,8	0,44	0,85	0,95	1,15	0,81	1,27
Gd/Yb _{cn}	1,32	1,02	1,56	1,17	1,32	1,24	1,23	1,21	1,26	1,21	1,67
(Eu/Eu*) _{cn}	0,99	0,94	1,03	0,96	0,95	1,03	1,06	1,13	0,92	1,08	1,03
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	5,52	11,69	24,27	18,85	7,89	10,48	13,47	7,30	12,90	10,12	10,60
Zr/Y	2,93	2,06	4,24	1,95	2,30	2,34	2,42	2,36	2,79	2,45	3,57
Ti/Zr	84	116	71	125	137	110	98	102	87	102	103
(Nb/Nb*) _{pm}	0,06	0,11	0,03	0,15	0,06	0,06	0,04	0,09	0,02	0,05	0,18
(Zr/Zr*) _{pm}	0,05	0,11	0,08	0,12	0,05	0,09	0,09	0,07	0,11	0,07	0,08
(Ti/Ti*) _{pm}	0,05	0,10	0,24	0,16	0,09	0,08	0,09	0,06	0,13	0,11	0,18

Geologia e Recursos Minerais da Folha Vilhena

	Anfibolitos porfiroblásticos									
	GR-10	GR-694	GR-695	GR-710	GR-723	GR-724	SJ-2559	SJ-2560	SJ-2572	SJ-2585
SiO ₂	46,27	48,06	47,13	46,9	47,55	46,73	48,32	46,51	47,87	47,75
TiO ₂	0,58	1,02	0,89	1,08	0,95	0,8	1,29	0,90	0,90	1,23
Al ₂ O ₃	18,14	14,01	15,89	15,15	15,41	16,22	16,46	17,02	16,12	15,09
Fe ₂ O ₃	9,5	11,68	13,01	12,88	13,33	12,12	12,07	11,10	12,65	13,11
MnO	0,16	0,29	0,21	0,2	0,21	0,19	0,18	0,16	0,19	0,20
MgO	10,3	7,22	8,09	7,89	8,13	9,12	6,76	9,37	7,55	7,92
CaO	11,47	12,57	11,63	10,99	11,07	11,03	11,48	10,96	11,73	11,86
Na ₂ O	1,96	2,27	1,93	1,88	1,86	1,63	2,17	2,13	1,75	1,36
K ₂ O	0,21	0,15	0,17	0,12	0,15	0,29	0,25	0,13	0,23	0,35
P ₂ O ₅	0,06	0,107	0,115	0,12	0,08	0,05	0,11	0,08	0,07	0,09
LOI	1,3	2,4	0,7	2,5	1	1,5	0,6	1,3	0,7	0,8
Total	100	99,81	99,8	99,76	99,76	99,76	99,75	99,74	99,75	99,75
Mg#	68	55	55	55	55	60	53	63	54	54
Sc	26	35	41	38	45	39	41	33	44	46
V	188	230	277	242	286	244	281	214	280	315
Cr	205	171	144	178	260	144	226	157	144	151
Co	55,9	48,4	53,4	57	54,7	57,5	49,8	59,6	53,1	55,9
Ni	234	100	115	114	100	129	73	176	93	80
Ga	15	15,9	16	15,4	17	15,6	18,1	16,1	16,0	18,5
Rb	9,3	1,8	4,4	3,8	3	7,8	3,7	1,3	5,7	4,4
Sr	208,9	178,5	187,2	158,1	194,2	134,6	207,6	172,1	188,7	70,7
Y	16,3	18,7	21,5	19,7	23,1	19,2	24,4	16,5	21,7	24,4
Zr	31,5	47,2	44,5	58,2	44,9	36,7	68,3	43,1	44,2	64,4
Nb	1,7	1,2	1,2	1	1,4	1,1	1,5	1,0	1,2	2,4
Ba	75	32	49	32	30	69	38	20	51	29
Ta	0,4	0,05	0,05	0,05	0,1	0,06	0,1	0,1	0,1	0,1
Th	0,3	0,1	0,3	0,1	0,3	0,12	0,19	0,16	0,2	0,4
Hf	0,8	1,5	1,4	1,3	1,5	1,2	2,1	1,4	1,6	1,9
U	0,1	LDL	LDL	LDL	LDL	LDL	0,1	LDL	0,1	0,1
La	2,4	2,3	2,6	2	2,3	1,8	3,0	1,9	2,1	3,4
Ce	6	6,2	6,7	7,6	6,1	5,3	9,7	6,2	6,1	10,0
Pr	0,92	1,13	1,19	1,28	1,05	0,9	1,61	1,04	1,00	1,61
Nd	5	6,1	6,7	9,5	5,5	4,6	9,1	6,4	5,8	9,4
Sm	1,5	1,92	2,1	2,57	2,16	1,73	2,90	1,81	1,95	2,71
Eu	0,66	0,81	0,8	0,95	0,79	0,71	1,11	0,80	0,79	0,99
Gd	2,25	2,65	2,77	2,99	2,82	2,36	4,02	2,62	2,88	3,68
Tb	0,45	0,52	0,57	0,57	0,59	0,5	0,71	0,47	0,56	0,68
Dy	2,81	3,08	3,49	3,79	3,8	3,08	4,05	2,76	3,52	3,96
Ho	0,57	0,69	0,82	0,76	0,85	0,7	0,89	0,59	0,78	0,84
Er	1,92	2,02	2,39	2,29	2,5	2,16	2,58	1,73	2,30	2,41
Tm	0,26	0,32	0,38	0,29	0,36	0,32	0,39	0,25	0,36	0,37
Yb	1,58	1,9	2,34	2,14	2,41	2,1	2,32	1,62	2,30	2,34
Lu	0,25	0,29	0,36	0,26	0,37	0,32	0,37	0,25	0,35	0,35
La/Yb _{cn}	1,09	0,87	0,8	0,67	0,68	0,61	0,93	0,84	0,65	1,04
La/Sm _{cn}	1,03	0,77	0,8	0,5	0,69	0,67	0,67	0,68	0,7	0,81
Gd/Yb _{cn}	1,18	1,15	0,98	1,16	0,97	0,93	1,43	1,34	1,04	1,30
(Eu/Eu*) _{cn}	1,1	1,1	1,01	1,05	0,98	1,07	0,99	1,12	1,02	0,96
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	21	14	18	14	16	20	13	19	18	12
Zr/Y	1,9	2,5	2,1	3,0	1,9	1,9	2,8	2,6	2	2,6
Ti/Zr	110	130	120	111	127	131	113	125	122	115
(Nb/Nb*) _{pm}	0,19	0,42	0,12	0,40	0,16	0,41	0,21	0,27	0,23	0,14
(Zr/Zr*) _{pm}	0,20	0,19	0,15	0,11	0,18	0,22	0,12	0,18	0,18	0,12
(Ti/Ti*) _{pm}	0,15	0,21	0,15	0,17	0,14	0,17	0,15	0,23	0,15	0,15

CPRM - Programa Geologia do Brasil

	Granulitos máficos					Metapiroxenitos (px cumulus)			
	GR-556	GR-558	GR-719	SJ-2562	SJ-2586		GR-759	GR-760	NM-241
SiO ₂	46,48	47,88	47,58	48,57	48,11		47,27	49,11	50,41
TiO ₂	1,2	1,65	1,06	1,27	1,40		0,42	0,5	0,4
Al ₂ O ₃	16,96	15,74	16,33	15,68	14,63		6,67	6,48	5,94
Fe ₂ O ₃	12,91	12,98	11,03	12,30	13,01		11,38	11,79	7,93
MnO	0,22	0,20	0,18	0,19	0,20		0,19	0,18	0,15
MgO	6,94	6,26	8,33	6,90	6,75		19,16	19,24	16,26
CaO	9,89	11,18	10,68	11,30	11,03		8,85	7,58	15,32
Na ₂ O	2,27	2,54	2,66	2,39	2,73		0,38	0,33	0,83
K ₂ O	0,15	0,26	0,21	0,20	0,57		0,07	0,05	0,73
P ₂ O ₅	0,218	0,16	0,09	0,12	0,11		0,02	0,1	0,1
LOI	2,6	0,9	1,5	0,8	1,2		4,9	3,9	1,3
Total	99,92	99,74	99,77	99,77	99,75		99,62	99,61	99,98
Mg#	52	49	60	53	51		77	76	80
Sc	52	42	39	44	47		38	27	52
V	325	334	246	283	329		128	145	185
Cr	198	205	356	281	151		1875	1608	3770
Co	48,2	50,4	51,1	51,5	53,2		70,7	75,9	44,7
Ni	101	69	110	70	49		461	546	423
Ga	16	19,2	17	17,7	17,7		8,8	8,8	7,4
Rb	1,5	4,2	2,7	3,8	18,2		2,8	2,4	26,1
Sr	288	207,3	197,1	211,1	130,7		55,6	71,9	51,7
Y	21,9	32,3	23	25,5	26,5		24,3	21,5	19
Zr	63,2	98,4	61,5	60,8	78,2		63,3	56,7	29,3
Nb	1,2	2,1	1	1,3	3,5		3	2,6	1,8
Ba	94	60	42	29	99		77	90	106,2
Ta	LDL	0,1	0,1	0,08	0,16		0,1	0,1	0,1
Th	0,19	0,3	0,3	0,2	0,4		0,8	1,5	0,3
Hf	0,9	2,9	2	1,8	2,5		2,1	1,5	0,9
U	LDL	0,2	0,1	0,1	0,3		0,3	0,6	0,3
La	2,6	4,4	2,8	2,9	4,9		8,4	11	6,3
Ce	6,8	14,2	8	9,5	13,2		13	19,7	11
Pr	1,28	2,35	1,42	1,56	2,04		3,57	3,1	2,29
Nd	7,3	12,2	7,6	8,7	11,6		17	13,9	10,6
Sm	2,44	3,94	2,52	2,79	3,23		4,14	3,19	2,9
Eu	1,09	1,46	0,95	1,17	1,18		1	0,82	0,57
Gd	3,28	5,28	3,37	3,96	4,29		4,06	3,41	3,34
Tb	0,6	0,94	0,64	0,71	0,76		0,73	0,57	0,69
Dy	3,98	5,39	4,14	3,92	4,46		4,47	3,55	3,28
Ho	0,85	1,12	0,88	0,88	0,91		0,85	0,74	0,66
Er	2,57	3,43	2,4	2,58	2,70		2,32	2	1,82
Tm	0,39	0,51	0,38	0,40	0,41		0,35	0,3	0,3
Yb	2,4	3,15	2,24	2,40	2,52		2,14	1,79	1,59
Lu	0,36	0,49	0,37	0,37	0,39		0,31	0,28	0,23
La/Yb _{cn}	0,78	1	0,9	0,87	1,39		2,82	4,41	2,84
La/Sm _{cn}	0,69	0,72	0,72	0,67	0,98		1,31	2,23	1,4
Gd/Yb _{cn}	1,71	2,63	1,93	2,42	2,96		1,57	1,58	1,74
(Eu/Eu*) _{cn}	1,18	0,98	1	1,08	0,97		0,75	0,76	0,56
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	14	10	15	12	10		16	29	87
Zr/Y	2,89	3,05	2,67	2,38	2,95		2,60	1,97	1,20
Ti/Zr	114	101	103	125	107		40	53	82
(Nb/Nb*) _{pm}	0,20	0,13	0,10	0,18	0,14		0,04	0,01	0,08
(Zr/Zr*) _{pm}	0,17	0,10	0,15	0,12	0,10		0,04	0,06	0,05
(Ti/Ti*) _{pm}	0,17	0,11	0,13	0,15	0,14		0,04	0,08	0,06

Geologia e Recursos Minerais da Folha Vilhena

	Metagabros (plágio cumulus)							Gabros		
	GR-18	GR-761	GR-773	GR-774	GR-775	GR-776	NM-01	GR53A	GR143	GR-145
SiO ₂	46,46	48,94	44,35	44,62	48,42	47,49	47,04	46,79	45,03	50,38
TiO ₂	0,58	0,23	0,52	0,38	0,31	0,19	0,24	1,7	3,18	1,28
Al ₂ O ₃	16,72	20,03	16,66	19,42	15,88	21,74	17,45	14,63	13,56	15,56
Fe ₂ O ₃	9,71	6,31	10,03	7,75	5,56	4,29	6,32	15,21	22,06	12,21
MnO	0,18	0,14	0,17	0,12	0,11	0,08	0,14	0,21	0,32	0,18
MgO	10,51	7,98	12,07	11,11	10,98	7,54	11,63	6,71	3,13	6,97
CaO	12,93	13,08	11,87	11,22	16,01	15,36	13,03	8,41	7,61	9,39
Na ₂ O	1,49	1,99	1,26	1,81	1,24	1,61	1,44	2,48	3,06	2,72
K ₂ O	0,18	0,09	0,18	0,33	0,08	0,1	0,1	1,34	0,73	0,61
P ₂ O ₅	0,06	0,01	0,03	0,02	0,008	LDL	0,02	0,41	1,52	0,18
LOI	1,1	1	2,5	2,9	0,9	1,3	2,4	2	-0,5	0,2
Total	100	99,81	99,73	99,76	99,77	99,83	100	99,92	99,71	99,73
Mg#	68	71	70	74	80	78	78	47	22	53
Sc	29	39	31	21	44	26	26	30	47	35
V	192	122	157	112	158	93	101	240	56	253
Cr	294	123	246	164	1608	787	1020	75	14	151
Co	61,2	34,1	64,7	50,9	33,9	25,6	46,6	57,2	39,7	50,0
Ni	294	36	306	270	213	135	344	74	20	88
Ga	14,4	16,2	13,6	12,2	10,2	12	10,2	19,4	28,0	18,4
Rb	4,4	1	4,9	11,3	3,5	2,7	3,8	49,6	5,2	8,6
Sr	165,6	301,1	153,7	205,4	161,3	235,6	176	202,4	280,9	177,1
Y	15,3	8,5	11,7	8,6	8,9	5,4	7,6	44,4	81,8	36,6
Zr	30,2	10,2	24,3	17,4	13,7	9,1	10,8	176,4	200,1	109,0
Nb	0,9	0,5	0,5	0,6	0,4	0,4	0,6	6,8	9,7	5,0
Ba	32,2	33	25	69	26	36	79,5	419,9	440	269
Ta	0,8	LDL	0,1	LDL	0,1	LDL	0,1	0,7	0,6	0,2
Th	0,4	0,16	0,19	0,11	0,11	0,17	0,3	2,8	2,9	0,8
Hf	1	0,2	0,6	0,5	0,5	0,3	0,4	4,6	5,3	3,3
U	0,3	LDL	LDL	LDL	LDL	LDL	LDL	0,7	0,5	0,2
La	1,6	1,7	1,5	0,8	0,9	0,8	1,5	18,3	39,6	12,2
Ce	4,3	3,7	3,4	2	2,3	1,9	3,1	42,8	107,2	29,6
Pr	0,71	0,58	0,54	0,37	0,41	0,28	0,5	5,72	14,63	4,09
Nd	3,4	3,3	3,3	2	2,6	1,8	2,5	27,4	67,0	18,9
Sm	1,2	1,08	1,13	0,72	0,76	0,53	0,8	6,6	15,15	4,83
Eu	0,59	0,56	0,48	0,37	0,35	0,29	0,36	2,06	4,42	1,41
Gd	1,96	1,27	1,59	1,24	1,28	0,8	1,11	6,77	17,06	5,67
Tb	0,38	0,25	0,31	0,23	0,25	0,15	0,19	1,22	2,70	1,01
Dy	2,5	1,43	1,99	1,44	1,54	0,89	1,34	7,4	13,62	5,85
Ho	0,52	0,33	0,4	0,29	0,34	0,19	0,29	1,57	2,84	1,31
Er	1,69	0,89	1,31	0,92	0,96	0,55	0,84	4,63	8,14	3,85
Tm	0,22	0,14	0,2	0,15	0,15	0,09	0,14	0,68	1,12	0,59
Yb	1,36	0,92	1,21	0,83	0,9	0,5	0,77	4,08	6,72	3,68
Lu	0,24	0,14	0,19	0,14	0,14	0,09	0,1	0,6	1,02	0,57
La/Yb _{cn}	0,84	1,33	0,89	0,69	0,72	1,15	1,4	3,22	4,23	2,38
La/Sm _{cn}	0,86	1,02	0,86	0,72	0,76	0,97	1,21	1,79	1,69	1,63
Gd/Yb _{cn}	1,19	1,14	1,09	1,24	1,18	1,32	1,19	1,37	2,10	1,27
(Eu/Eu*) _{cn}	1,18	1,46	1,09	1,2	1,08	1,36	1,17	0,94	0,84	0,82
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	29	87	32	51	51	114	73	9	4	12
Zr/Y	1,97	1,20	2,08	2,02	1,54	1,69	1,42	4,0	2,4	3,0
Ti/Zr	115	135	128	131	136	125	133	58	95	70
(Nb/Nb*) _{pm}	0,11	0,15	0,14	0,55	0,33	0,24	0,11	0,01	0,01	0,04
(Zr/Zr*) _{pm}	0,35	0,14	0,31	0,57	0,33	0,45	0,26	0,05	0,01	0,06
(Ti/Ti*) _{pm}	0,20	0,21	0,28	0,38	0,27	0,47	0,31	0,06	0,03	0,07

Tabela 3 - Teores dos elementos maiores (wt%), elementos-traço (ppm), terras raras (ppm) e razões inter-elementos das rochas máfico-ultramáficas. Óxidos dos elementos maiores em wt.%. FeO_t é Fe calculado como Fe²⁺. Mg#=100 Mg/(Mg+Fe²⁺) assumindo Fe₂O₃/FeO=0.15. LDL= abaixo do limite de detecção

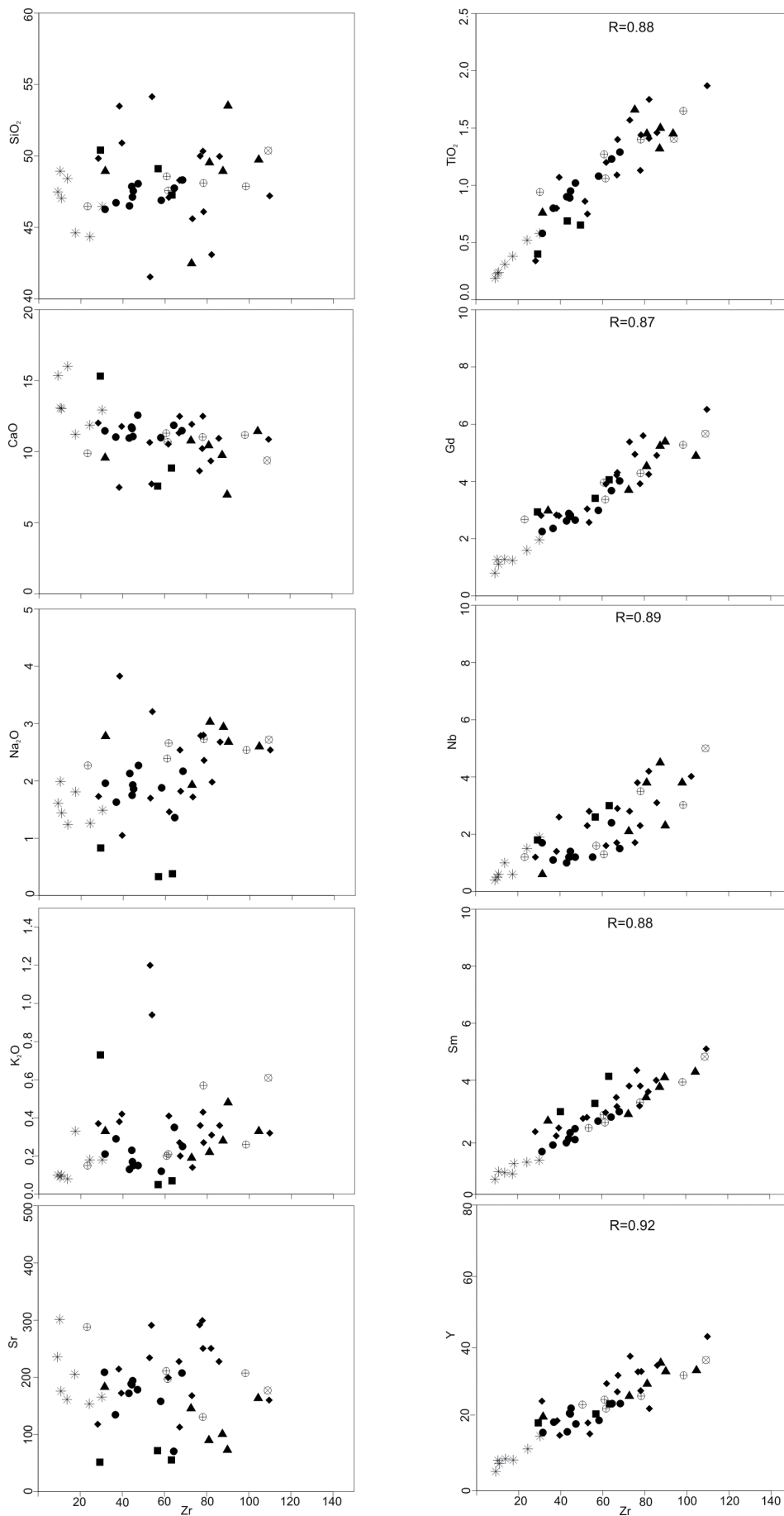


Figura 10 - Diagramas binários utilizados para se testar a mobilidade dos elementos. Símbolos: ▲-metabasalto; ◆-anfíbrolito rico em anfíbólio; ●-anfíbrolito porfiroblástico; ⊗-granulito máfico; *- cumulus de plagioclásio; ■- cumulus de piroxênio; ⊕ - gabro.

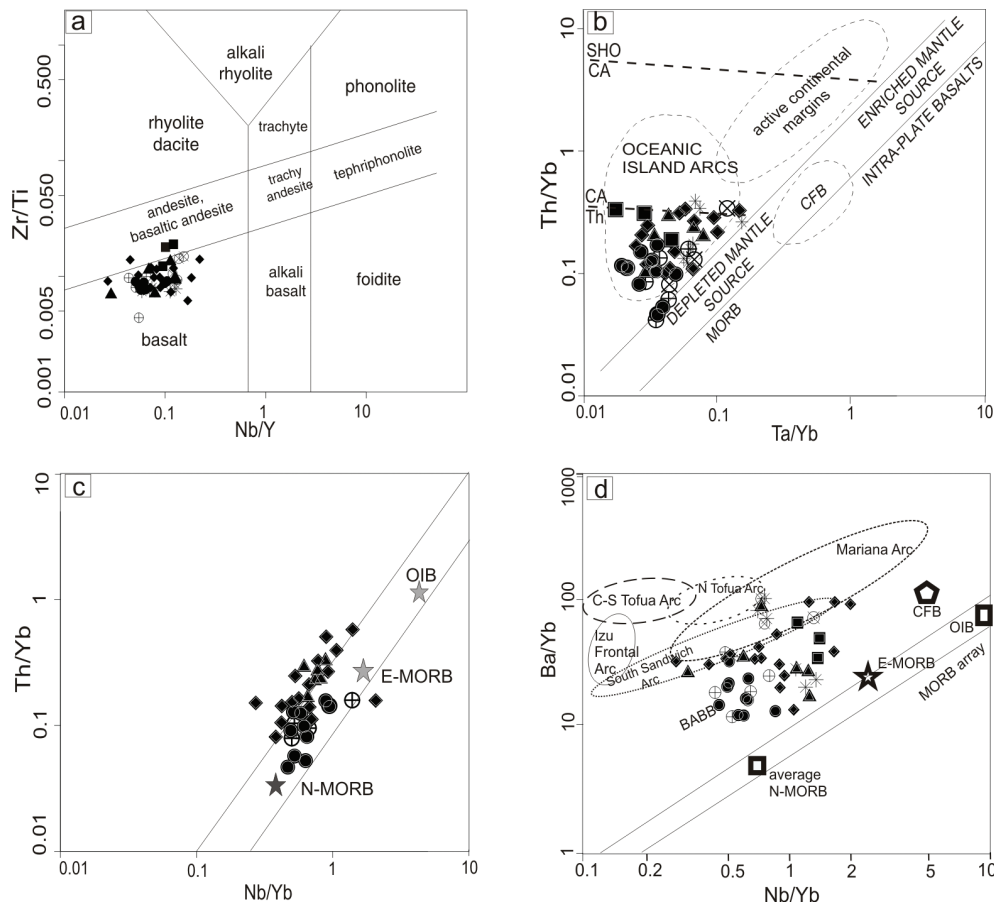


Figura 11 - Distribuição das amostras de rochas máfico-ultramáficas do Complexo Trincheira nos diagramas discriminantes: (a) a maioria das amostras ocupa o campo dos basaltos (diagrama modificado de Pearce, 1996); (b) distribuição das amostras no campo dos basaltos toleióticos de arco-de-ilhas; (c) distribuição das amostras no campo MORB e arco-de-ilha; (d) distribuição das amostras nos campos dos basaltos de back-arc e basaltos de arco-de-ilhas.

3.2.1.4.1 Anfíbolitos finos (metabasaltos)

Os anfíbolitos finos são caracterizados por conteúdo variável de SiO₂ (42.48-53.51 wt.%), MgO (4.28-7.93 wt.%), alto Fe₂O₃ (11.42-17.99 wt.%), alto Al₂O₃ (12.58-16.32 wt.%), moderado TiO₂ (0.98-1.5 wt.%), CaO (6.97-11.4 wt.%) e Mg# varia de 34 a 52. As razões de Al₂O₃/TiO₂ (9-15) são sub-condríticas, enquanto que Ti/Zr (88-114) e Zr/Y (2.4-3.5), variam de sub-condríticas a super-condríticas. Adicionalmente, os anfíbolitos exibem o seguinte comportamento dos elementos-traço quando normalizados ao condrito e ao manto primitivo, respectivamente: (1) fraco empobrecimento a leve fracionamento em ETRL (La/Sm_{cn} = 0.62-1.15; padrão subhorizontalizado dos ETR (La/Yb_{cn} = 0.74-1.40) (2) padrão horizontal a fraco enriquecimento nos ETRP (Gd/Yb_{cn} = 1.1-1.41) e moderada anomalia negativa de Nb (Nb/Nb* = 0.02-0.13), Ti (Ti/Ti* = 0.07-0.16), Zr (Zr/Zr* = 0.07-0.14) e ausência de anomalia de Eu (Eu/Eu* = 0.9-1.0) (fig. 12a-b).

3.2.1.4.2 Anfíbolitos ricos em anfíbólio

Os anfíbolitos ricos em anfíbólio possuem mais alto conteúdo em MgO (4.8-10.6 wt.%) e Fe₂O₃ (10.8-

16.3 wt.%), mas baixo conteúdo em Zr (38.3-109.7 ppm), Ni (30-130 ppm) e moderado a variável conteúdo em SiO₂ (41.5-54.1 wt.%), CaO (7.5-12.5 wt.%), TiO₂ (0.35-2.32 wt.%) quando comparados a média dos basaltos de cadeia meso oceânica modernos (MORB) (veja Hofmann, 1988). O Mg# varia de 37 a 62 e a razão Al₂O₃/TiO₂ (8-24) levemente sub-condrítica, enquanto a razão Zr/Y (1.7-2.9) é sub-condrítica a levemente super-condrítica e a razão Ti/Zr (71-162) varia de sub-condrítica a super-condrítica. O comportamento dos elementos-traço nos diagramas normalizados ao condrito e ao manto primitivo, mostram as seguintes características: (1) fracionamento fraco a moderado em ETRL (La/Sm_{cn} = 0.85-1.27; La/Yb_{cn} = 0.86-2.17), leve fracionamento dos ETRP (Gd/Yb_{cn} = 1.02-1.67) e moderada a forte anomalia negativa de Nb (Nb/Nb* = 0.02-0.17), Ti (Ti/Ti* = 0.05-0.3), Zr (Zr/Zr* = 0.05-0.12) e muita fraca a ausente anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0.94-1.0) (fig. 12c-d).

3.2.1.4.3 Anfíbolitos porfiroblásticos

Os anfíbolitos porfiroblásticos possuem razão Zr/Y (Zr/Y = 1.9-3.0) similar aos basaltos tholeióticos modernos (Zr/Y = 1.3-3.1) (Barrett and MacLean,

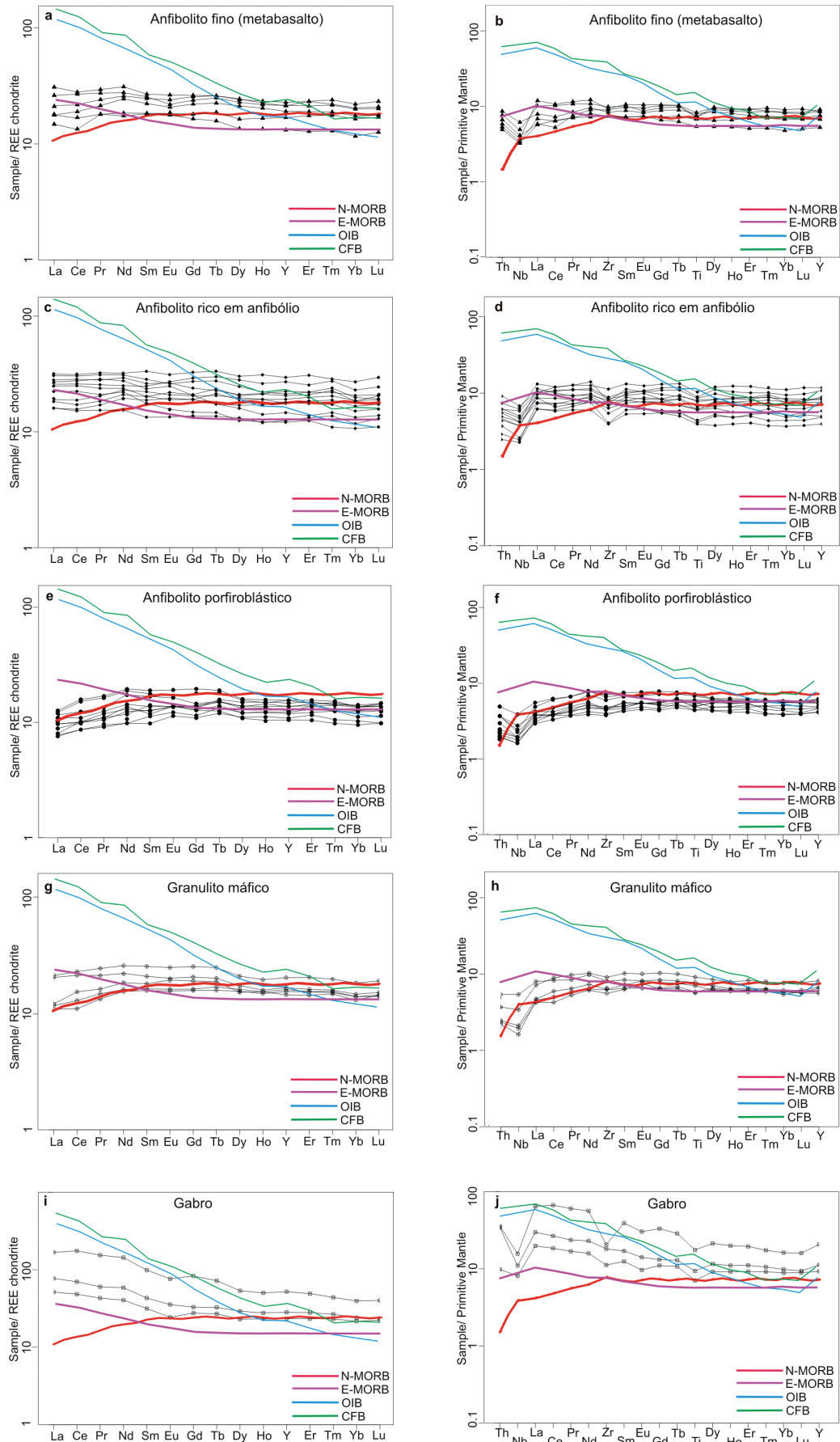


Figura 11 - Distribuição das amostras de rochas máfico-ultramáficas do Complexo Trinchira nos diagramas discriminantes: (a), a maioria das amostras ocupa o campo dos basaltos (diagrama modificado de Pearce, 1996); (b) distribuição das amostras no campo dos basaltos toleíticos de arco-de-ilhas; (c) distribuição das amostras no campo MORB e arco-de-ilha; (d) distribuição das amostras nos campos dos basaltos de back-arc e basaltos de arco-de-ilhas.

1994). Eles possuem o Mg# variando de 52 a 62 e pequena variação no conteúdo de SiO₂ (46.5-48.3 wt%), TiO₂ (0.8-1.3 wt.%), Fe₂O₃ (11.1-13.3 wt.%), Al₂O₃ (14-17.02 wt.%), MgO (6.76-9.37 wt.%), Zr (36.7-68.3 wt.%) e ETR (26.6-42.8 ppm) (fig. 10 e tab. 3). A razão Al₂O₃/TiO₂ (12-21, versus 22) é levemente sub-condritica enquanto a razão Zr/Y (1.9-3.0, versus 2.4) é sub-condritica a levemente super-condritica e a razão Ti/Zr (103-131, versus 115) varia de sub-condritica a super-condritica.

Nos diagramas normalizados ao condrito e ao manto primitivo, eles apresentam as seguintes características: (1) padrão subhorizontalizado dos ETR totais com leve empobrecimento nos ETRL (La/Sm_{cn} = 0.50-1.0), próximo a horizontalidade nos ETRP (Gd/Yb_{cn} = 0.93-1.4) e forte a moderada anomalia negativa de Nb (Nb/Nb* = 0.10-0.42), Ti (Ti/Ti* = 0.13-0.23), Zr (Zr/Zr* = 0.11-0.22) e ausência de anomalia de Eu (Eu/Eu* = 0.96-1.12) (fig. 12e-f).

3.2.1.4.4 Granulitos máficos

Os granulitos máficos são composicionalmente uniformes em SiO₂ (46.4-48.6 wt.%), Fe₂O₃ (11-13 wt.%), CaO (9.9-11.3 wt.%), MgO (6.3-8.3 wt.%), Al₂O₃ (14.6-17 wt.%) e TiO₂ (1.06-1.4 wt.%), enquanto que o Mg# varia de 49 a 60. Apresentam larga variação no conteúdo de Ni (49-110 ppm) e moderada variação de Co (48.2-53.2 ppm), V (246-334 ppm), Zr (61-98 ppm), Y (22-32 ppm) e ETR (ex. La=2.6-4.9 ppm) (tab. 2). As razões de Al₂O₃/TiO₂ (10-15) são sub-condriticas, enquanto que Ti/Zr (100-125) são sub-condriticas a super-condriticas e Zr/Y (2.3-3) super-condriticas.

Quando os metagabros são dispostos nos diagramas normalizados ao condrito e ao manto primitivo, eles apresentam as seguintes características: (1) leve empobrecimento nos ETRL (La/Sm_{cn} = 0.67-0.98), padrão horizontal a fraco fracionamento nos ETRP (Gd/Yb_{cn} = 1.13-1.40) e forte anomalia negativa de Nb (Nb/Nb* = 0.09-0.20), Ti (Ti/Ti* = 0.11-0.17), Zr (Zr/Zr* = 0.10-0.17) e ausência de anomalia de Eu (Eu/Eu* = 0.97-1.18) (fig. 12g-h).

3.2.1.4.5 Cumulados máfico-ultramáficos

Os cumulados máfico-ultramáficos foram divididos em dois grupos: (a) aqueles com cumulados ricos em piroxênio e (b) aqueles com cumulados ricos em plagioclásio. Os primeiros apresentam teores variáveis de SiO₂ (47.3-50.4 wt.%), Fe₂O₃ (7.8-11.7 wt.%) e CaO (7.5-15.3 wt.%), mas alto MgO (16.3-19.2 wt.%), baixo Al₂O₃ (5.9-6.6 wt.%) e TiO₂ (0.4-0.5 wt.%), enquanto que o Mg# varia de 76 a 80. Adicionalmente, apresentam alto conteúdo em Ni (423-546 ppm), Cr (1608-3770 ppm) e moderada valores de Co (45-76 ppm), V (128-185 ppm), Zr (29-63 ppm), Y (19-24 ppm) e ETR (ex. La=6.3-11 ppm) (tab. 2). As razões de Al₂O₃/TiO₂ (13-16), Ti/Zr (40-82) são sub-condriticas, enquanto que as razões Zr/Y (1.5-2.6) são sub-condriticas a super-condriticas. O comportamento

dos elementos-traço dos cumulados ricos em piroxênio quando lançados nos diagramas normalizados ao condrito e ao manto primitivo, eles apresentam as seguintes características: (1) enriquecimento nos ETRL (La/Sm_{cn} = 1.31-2.23), moderado fracionamento nos ETRP (Gd/Yb_{cn} = 1.57-1.73) e pronunciada anomalia negativa de Nb (Nb/Nb* = 0.01-0.07), Ti (Ti/Ti* = 0.04-0.08), Zr (Zr/Zr* = 0.04-0.06) e moderada anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0.56-0.76).

Os cumulados ricos em plagioclásio quando comparados aos cumulados ricos em piroxênio mostram semelhança nos teores de SiO₂ (44.3-48.9 wt.%), mais baixo Fe₂O₃ (4.3-10.0 wt.%) e alto CaO (11.2-16.0 wt.%), alto Al₂O₃ (16.7-21.7 wt.%), mas baixo MgO (7.5-12.07 wt.%), baixo TiO₂ (0.19-0.58 wt.%), e Mg# levemente mais baixo, variando de 68 a 79. Da mesma forma, apresentam mais baixo e variável conteúdo em Ni (36-344 ppm), Cr (123-1020 ppm), baixo Co (26-65 ppm), V (93-192 ppm), Zr (9-30 ppm) e Y variável (5.4-15.3 ppm) (tab. 2). Contrariamente aos cumulados ricos em piroxênio, os cumulados de plagioclásio possuem razões de Al₂O₃/TiO₂ (29-114), Ti/Zr (115-135) que são super-condriticas, enquanto que as razões Zr/Y (1.2-2.0) são sub-condriticas. O comportamento dos elementos-traço dos cumulados ricos em plagioclásio, quando normalizados ao condrito e ao manto primitivo, apresentam as seguintes características: (1) padrão próximo da horizontalidade nos ETRL (La/Sm_{cn} = 0.72-1.21), fraco fracionamento nos ETRP (Gd/Yb_{cn} = 1.08-1.32) e pronunciada anomalia negativa de Nb (Nb/Nb* = 0.10-0.55), Ti (Ti/Ti* = 0.20-0.46), Zr (Zr/Zr* = 0.13-0.57) e moderada anomalia positiva de Eu (Eu/Eu* = 1.1-1.4).

3.2.1.4.6 Gabros

Os gabros são caracterizados por 45.03-50.38 wt.% em SiO₂, 12-22 wt.% Fe₂O₃, 7.6-9.4 wt.% CaO, 3-7 wt.% MgO, 13.5-15.5 wt.% Al₂O₃ e 1.3-3.0 wt.% TiO₂, enquanto que o Mg# varia de 22 a 53. Apresentam larga variação no conteúdo de Ni (20-88 ppm) e moderada variação de Co (40-57 ppm), V (56-253 ppm), Zr (109-200 ppm), Y (37-82 ppm) (tab. 2). As razões de Al₂O₃/TiO₂ (4-12) e Ti/Zr (58-95) são sub-condriticas, enquanto que Zr/Y (2.4-4.0) são super-condriticas.

O comportamento dos elementos-traço quando normalizados ao condrito e ao manto primitivo, apresentam as seguintes características: (1) forte enriquecimento nos ETRL (La/Sm_{cn} = 1.63-1.79), forte fracionamento nos ETRP (Gd/Yb_{cn} = 1.27-2.10) e pronunciada anomalia negativa de Nb (Nb/Nb* = 0.01-0.04), Ti (Ti/Ti* = 0.03-0.06), Zr (Zr/Zr* = 0.01-0.06) e fraca anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0.82-0.94) (fig. 12i-j).

Para a definição da ambiência tectônica onde se originou o magma gerador das rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira, utilizou-se o diagrama de variação da razão Th/Yb versus Ta/Yb (fig. 11b). Quando comparados aos basaltos do tipo MORB e aos basaltos intra-placa, a maioria das amostras do Complexo Trincheira plotam dentro do campo defi-

nido pelos basaltos de arco-de-ilhas oceânicos, enquanto que os anfibolitos de granulação fina e os anfibolitos ricos em anfibólio mostram mais alta razão Th/Yb em relação aos granulitos máficos e aos anfibolitos porfiroblásticos, refletindo, provavelmente, a influência de fluidos enriquecidos em Th da zona de subducção. Adicionalmente, a afinidade MORB dos granulitos máficos e anfibolitos porfiroblásticos são distintos do caráter químico relacionado ao arco-de-ilha dos anfibolitos de granulação fina e anfibolitos ricos em anfibólio conforme demonstrado no diagrama Nb/Yb versus Th/Yb (fig. 11c). Na figura 11d, a maioria das amostras dos granulitos máficos e anfibolitos porfiroblásticos estão plotados no campo dos BABB, enquanto que os anfibolitos de granulação fina e os anfibolitos ricos em anfibólio estão distribuídos no campo delimitado pelos basaltos de arco-de-ilha, porém algumas amostras são transicionais ao campo dos BABB.

3.2.1.5 Características Geofísicas

As rochas máficas da referida unidade são destacadas na imagem da primeira derivada vertical do campo magnético total, na qual discrimina com cla-

reza o domínio do Complexo Trincheira, onde o mesmo apresenta feições lineares com altos magnéticos paralelos ao trend geral da foliação. Nesse mesmo domínio, são marcantes as zonas de cisalhamento e falhamentos com direção NW e NE, além de inflexões para EW, sugerindo zonas de dobramentos. As rochas do complexo refletem quase sempre baixos níveis radiométricos.

3.2.1.6 Dados Geocronológicos e Correlações

Na folha Pimenteiras (sul da folha Vilhena) duas amostras de anfibolito do complexo Trincheira foram datadas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e indicaram idade média ponderada de 1319 ± 10 Ma, sendo interpretada como época do resfriamento metamórfico regional (Rizzotto *et al.* 2002). Idades Sm/Nd em rocha total de dois metagabros forneceram valores de T_{DM} de 1,56-1,57 Ba. Dados recentemente publicados por Rizzotto & Hartmann (2012) indicaram duas idades de cristalização (1447-1468 Ma) para os granulitos máficos (fig. 13a-b) e outras duas indicando o metamorfismo (1435 ± 6 ; 1435 ± 10 Ma) dos anfibolitos (fig. 13c-d).

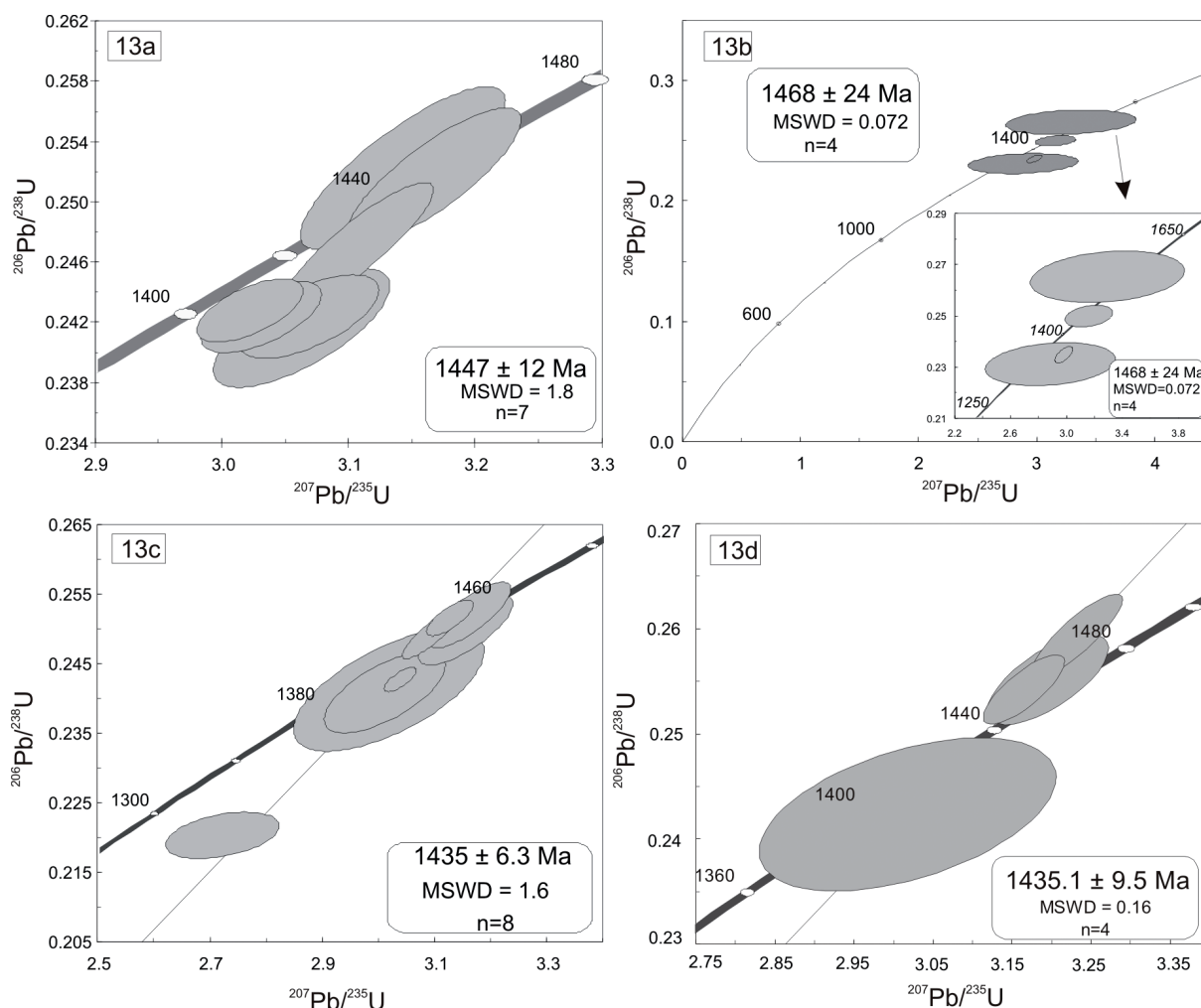


Figura 13 - Diagramas concórdia U-Pb das amostras analisadas: (13a) Amostra GP4-110-granulito máfico; (13b) Amostra SJ-2430a-granulito máfico; (13c) Amostra GR-793-anfibolito; (13d) Amostra GR-737-anfibolito.

Essa unidade pode ser correlacionada com a Formação Santa Isabel (sudeste do Mato Grosso), estudada por Matos *et al.*, (2001), a qual inclui anfibolitos, metaultrabásicas, metabasaltos, gabros e serpentinitos.

3.2.2 Complexo Colorado

3.2.2.1 Comentários Gerais

Nas décadas passadas, as rochas polideformadas do embasamento da região sudeste de Rondônia eram enquadradas no Complexo Xingu (Santos *et al.*, 1979) ou no Complexo Basal (Pinto Filho *et al.*, 1977). Durante a execução do Mapa Geológico de Rondônia, Scandola *et al.*, (1999), em função da semelhança dos litótipos e da estruturação regional, inseriram aquelas rochas do embasamento na Sequência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia. Posteriormente, Rizzotto *et al.*, (2002), em trabalhos de re-avaliação da geologia regional, fundamentados em trabalhos de campo e geocronológicos, reposicionaram a unidade acima citada, passando a denominá-la de Suíte Metamórfica Colorado.

Tendo como resultado do mapeamento da folha Pimenteirias, Rizzotto (2010), propuseram a denominação de Complexo Colorado, subdividindo-o em unidades conforme a predominância dos litótipos, em função do detalhamento do levantamento geológico. Ressalta-se, entretanto, que as unidades são compostas por litótipos predominantes, as quais poderão conter outras litologias de unidades adjacentes, tendo em vista a forte imbricação tectônica

e a repetitividade das unidades estratigráficas. Assim sendo, é denominado unicamente de Complexo Colorado quando não foi possível individualizar as unidades predominantes nesta escala de trabalho. E, de outra forma, quando possível, o mesmo foi subdividido em Unidade Metapelítica, Unidade Ferro-Manganesífera, Unidade Calcissilicática e Unidade Para-anfibolito. Conjuntamente, as rochas dessas unidades e o Complexo Trincheira constituem o embasamento regional de alto grau metamórfico.

3.2.2.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

O Complexo Colorado distribuiu-se no setor sudeste da folha, ocorrendo como um núcleo proterozóico encoberto a norte pelas rochas sedimentares de Bacia dos Parecis e a sul pelos sedimentos inconsolidados quaternários.

Os contatos entre essa unidade com aquelas adjacentes são, via de regra, abruptos e resultantes da forte imbricação tectônica a que foram submetidas durante a fase compressiva. Em algumas áreas, os contatos mostram-se balizados por falhas contracionais, de difícil visualização no terreno, haja vista a espessa cobertura intempélica residual que se faz presente. Em outros afloramentos, observa-se uma passagem gradativa entre as porções metapelíticas e metapsamíticas da unidade. Os contatos são difusos entre os anfibolitos e as restritas camadas de metamargas, enquanto que os granitos são intrusivos nas mesmas (fig. 14). A Unidade para-anfibolito distribuiu-se no centro-sudoeste da folha, de forma de lentes

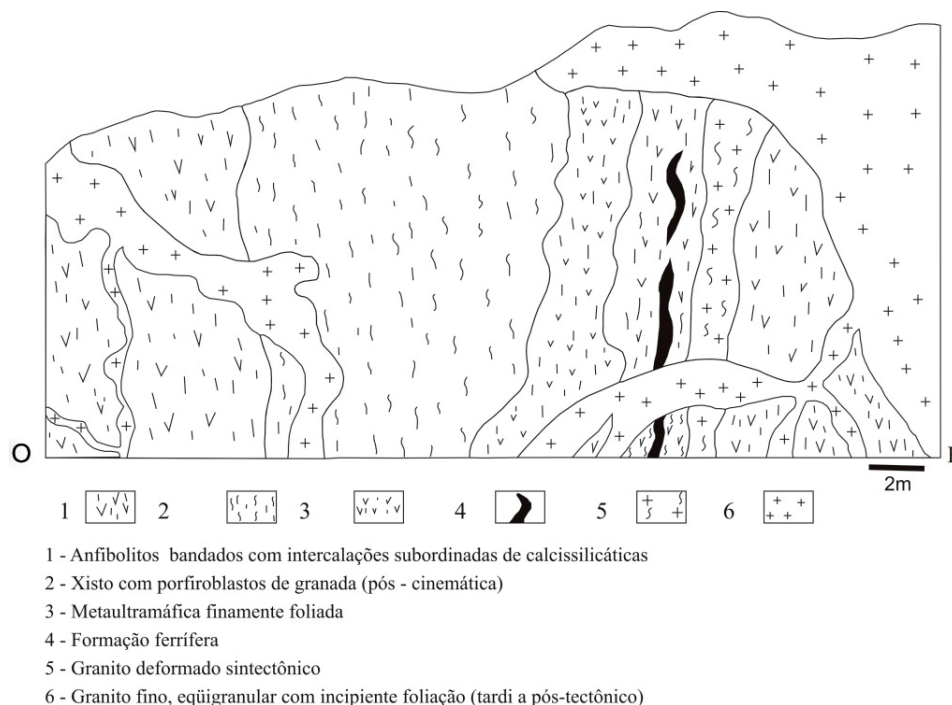


Figura 14 - Seção geológica esquemática mostrando as relações de contato do Complexo Colorado (Rodovia que liga Colorado d'Oeste com Corumbiara).

alongadas na direção NE, quase sempre associada a lentes de gnaisses calcissilicáticos. São controladas por uma tectônica transcorrente de cinemática dextral. As cristas de hematita/magnetita quartzito que constituem a Unidade Ferro-Manganesífera, ocorrem de forma descontínua, rompidas, intercaladas aos gnaisses do Complexo Colorado, as quais são facilmente destacadas no mapa geofísico do campo magnético total. A Unidade Metapelítica, por sua vez, encontra-se intercalada aos anfibolitos de granulação fina do Complexo Trinchreira. São lentes descontínuas, formadas por biotita-quartzo xistos, contendo proporções variáveis de estauroлита, sillimanita e turmalina.

3.2.2.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

A parte indivisa do complexo é constituída por rochas supracrustais clasto-químicas compostas por plagioclásio-biotita-quartzo paragnaisses bandados e parcialmente migmatizados, granada-sillimanita paragnaisses, mica-quartzo xistos, biotita gnaisses semipelíticos, formações ferríferas bandadas, gnaisses calcissilicáticos, metamargas, raros talco-xistos, além de anfibolitos subordinados.

Essa variedade de litótipos de natureza diversificada é dominada por rochas psamo-pelíticas intercaladas com rochas de precipitação química do tipo metamargas, gnaisses calcissilicáticos e metachert mangano-ferríferos, além de anfibolitos ortoderivados. Em alguns afloramentos é possível visualizar a repetição alternada de camadas centimétricas a métricas de xistos e paragnaisses, os quais caracterizam uma seqüência de ritmitos e/ou turbiditos. Em grande parte da área é característica dessa associação de litótipos apresentar lentes e bolsões

métricos a centimétricos de leucossoma granítico, em geral, de granulação grossa, composto de feldspato potássico, quartzo e muscovita, ocorrendo paralelamente à foliação/bandamento metamórfico regional. Não menos comum, dobras ptigmáticas materializadas predominantemente por quartzo e raro feldspato, gerados por segregação metamórfica, ocorrem de forma penetrativa nas rochas metapsamo-pelíticas do referido complexo. As unidades que compõem o complexo encontram-se descritas abaixo.

3.2.2.3.1 Unidade Metapelítica

Ocorre predominantemente na forma de lentes alongadas, sigmoidais, apresentando dimensões variadas que vão desde alguns metros até 10 km de extensão (megalentes). A área-tipo está situada na folha Pimenteirias (contígua a sul da folha Vilhena) entre as linhas 03 e 04, limitada a oeste pelo igarapé Tabocas e a leste pelo rio Colorado. Os xistos afloram, geralmente, em morrotes alongados suportados por veios métricos (mais raramente quilométricos) de quartzo leitoso com esporádicas placas centimétricas de muscovita, os quais chegam a constituir pequenas cristas alinhadas segundo a foliação regional. São constituídos por xistos pelíticos marrom-avermelhados dominados por muscovita-biotita-quartzo xisto, granada-sillimanita-biotita xisto e sillimanita-estauroлита-biotita-quartzo xisto. Mostram freqüentes intercalações com paragnaisses e boudins de anfibolitos (fig. 15b). Dobras intrafoliais são freqüentes, assim como intrusões graníticas (fig. 15a). Alguns minerais aluminosos dos xistos como a granada e, menos comumente estauroлита, ocorrem como porfiroblastos milimétricos a centimétricos facilmente identificáveis quando os xistos estão parcialmente intemperizados.

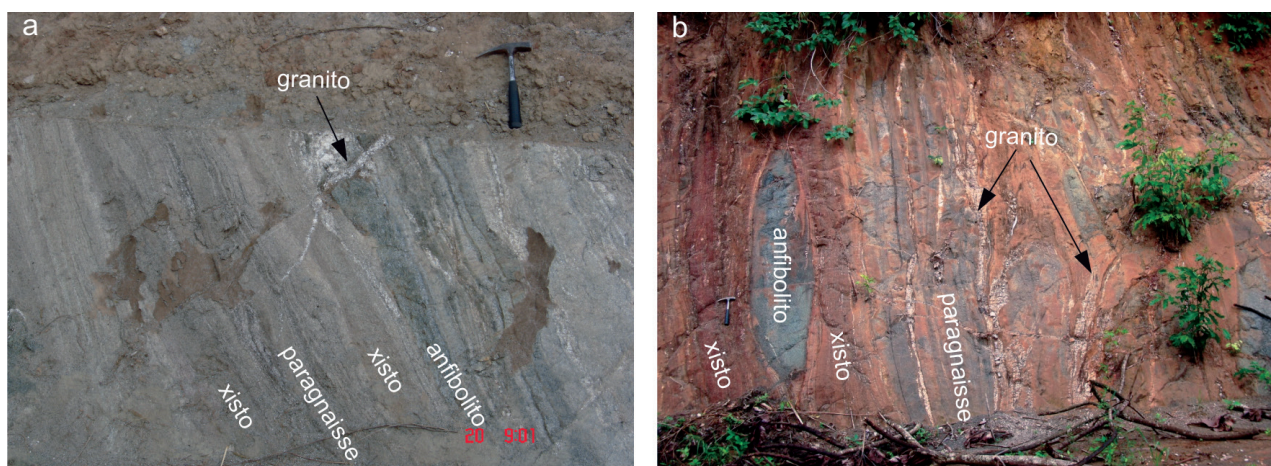


Figura 15 - Vista em perfil. (a) intercalação de xisto, paragnaisse e anfibolito; (b) boudin de anfibolito intercalado a xisto e gnaisse do Complexo Colorado. Lentes estreitas de granito leucocrático desenvolvem-se ao longo do plano de foliação. Rodovia RO-485, trajeto Corumbiara- Colorado d'Oeste, extremo sul da folha.

A classificação petrográfica das rochas metapelíticas incluem sillimanita-granada-biotita xisto, muscovita-biotita xisto e andaluzita-biotita-quartzo xisto. São de granulação média a fina e possuem quantidades variáveis de mica e quartzo, ora predominando um ou outro, em função das camadas originais do protólito. Via de regra, apresentam uma fina e regular foliação (S_n) materializada pelo arranjo plano-paralelo dos cristais de biotita, muscovita e sillimanita. Por vezes, uma clivagem de crenulação (S_{n+1}) é formada em decorrência do dobramento da foliação pretérita, preferencialmente ao longo do plano axial das microdobras.

Os xistos apresentam microestrutura xistosa e clivagem de crenulação caracterizadas pelo dobramento da xistosidade gerando dobras isoclinais e intrafoliais com e sem raiz. A xistosidade esta marcada pela orientação de níveis contínuos de muscovita e biotita. A granulometria é fina (0,5 a 2,0 mm) com acamadamento primário (plano-paralelo) parcialmente preservado, definido através da intercalação de níveis contínuos, estreitos e regulares, com espessura entre 0,1 a 0,5 mm, ricos em filossilicatos, que definem a textura lepidoblástica e, níveis ricos em quartzo, de textura granoblástica equigranular poligonal média a grossa (0,05 a 0,1 mm). O acamadamento é paralelo à foliação principal. Porfiroblastos “fantasmas” de granada? são comumente envolvidos pela foliação principal indicando geração sin-tectônica. No geral, os xistos apresentam como protólitos, pelitos ferro-aluminosos alternados com camadas de arenitos impuros. Essa repetição de níveis de pelitos-psamitos em forma rítmica sugere uma seqüência deposicional do tipo turbidítica. O estudo detalhado da paragênese metamórfica é prejudicado tendo em vista o avançado estágio de alteração dos xistos. Entretanto, a paragênese mineralógica (S_n) preservada nos mesmos com biotita + muscovita + quartzo \pm granada \pm sillimanita é indicativo de metamorfismo com temperaturas compatíveis com a fácies anfíbolito médio a superior.

3.2.2.3.2 Unidade Ferro-Manganesífera

Os litótipos dessa unidade ocorrem ao sul-sudoeste da folha, de forma irregular e descontínua, constituindo cristas alinhadas segundo a foliação metamórfica regional. A crista mais expressivas apresenta dimensão de 13km de extensão por 300 metros de largura em média e está localizada próxima a cidade de Corumbiara. As lentes mais estreitas e irregulares encontram-se em íntima associação com os anfíbolitos e, secundariamente, com os xistos e paragneisses do Complexo Colorado e junto aos metabasaltos do Complexo Trincheira.. Boa parte das cristas mostra-se dobrada e rompida e varia amplamente na espessura dos corpos em superfície. Camadas estreitas

e alternadas de sílica e magnetita/hematita, geralmente com 1 a 2 cm de espessura, exibem forte dobramento. Camadas mais espessas (10 a 20 cm) são menos comuns (fig.16).

Em termos de composição, predominam os magnetita-metachert, hematita-quartzito, quartzito ferruginoso e secundariamente, metachert manganesífero. Certamente, tratam-se de sedimentos químicos depositados em fundo oceânico. Na sua maioria, os corpos apresentam um nítido bandamento composicional representado por bandas félsicas centimétricas compostas de quartzo recristalizado mostrando textura sacaróide e bandas máficas milimétricas a centimétricas compostas por magnetita e/ou hematita. Esse bandamento original (S_0) é transposto por uma foliação (S_n) associada a dobras apertadas e sem raiz. Com certa freqüência, desenvolvem-se carapaças lateríticas por sobre esses corpos, com coloração avermelhada ou cinza escura quando o protólito é o hematita quartzito e metachert manganesífero, respectivamente. Não raro é a presença de sulfetos (calcopirita) de forma disseminada ou concentrados em zonas de fraturas.

A petrografia das formações ferríferas bandadas indica uma composição que varia de 60 a 80% de quartzo (ou chert), 20 a 30% de opacos na forma de magnetita e/ou hematita. Alguns termos apresentam além de quartzo e minerais opacos, teores variáveis de grunerita, hedembergita e almandina. As rochas ferríferas apresentam estrutura bandada, definida por níveis contínuos, irregulares e de espessura milimétrica, caracterizados pela intercalação de níveis de 2 a 3 mm ricos em quartzo e minerais opacos (magnetita e/ou hematita) e níveis máficos contínuos a base de minerais opacos com teores variados de grunerita e hedembergita com espessuras entre 2 a 7 mm. A variação composicional sugere um acamadamento primário preservado. A principal textura é granoblástica inequigranular poligonal a interlobada média (0,2 a 0,5 mm).

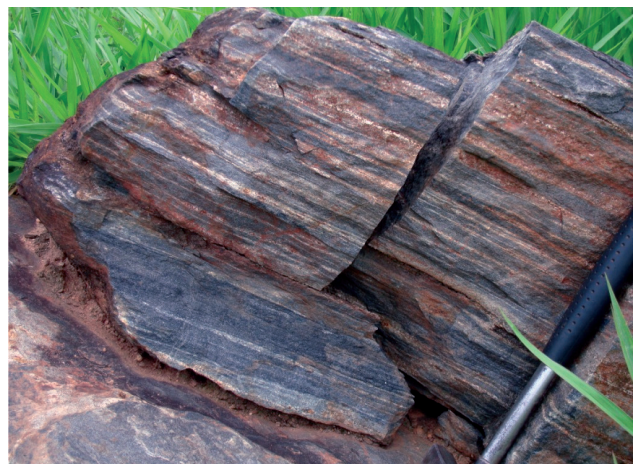


Figura 16 - Magnetita quartzito da Unidade Ferro-Manganesífera . Fazenda Santa Inês, Corumbiara.

3.2.2.3.3 Unidade Calcissilicática

São lentes alongadas, dobradas e por vezes descontínuas que ocorrem intercaladas, geralmente, com os para-anfibolitos do Complexo Colorado e, mais raramente, com anfibolitos do Complexo Trincheira. Distribuem-se somente no extremo sul da folha Vilhena, ao longo da zona de transcorrência e são representados por gnaisses calcissilicáticos a base de diopsídio, plagioclásio, quartzo, actinolita e rara granada, de coloração esverdeada e com fina capa de cor alaranjada quando intemperizados. Associam-se a estes, metamargas de granulação fina, de coloração cinza claro, quase sempre transformadas em material areno-argiloso resultante do forte intemperismo superimposto. Em lâmina delgada, os gnaisses apresentam estrutura bandada marcada por um bandamento relativamente regular e descontínuo alternando níveis milimétricos de 1 a 2 mm ricos em hornblenda (actinolita) e diopsídio e níveis félsicos ricos em plagioclásio com pouco quartzo. Textura nematoblástica média (0,6 a 1,0 mm) definida pela orientação de hornblenda e clinopiroxênio. Subordinadamente, mostra textura granoblástica poligonal inequigranular média (0,2 a 0,3 mm) com plagioclásio, hornblenda e quartzo. Metamorfismo regional orogênico, de fácies anfibolito médio.

3.2.2.3.4 Unidade Para-anfibolito

Ocorre como camadas estreitas e alongadas que acompanham, quase sempre, os gnaisses calcissilicáticos. As rochas da unidade são pobremente expostas, na maioria das vezes, encobertas por um manto de intemperismo de coloração marrom-avermelhada que alternam-se com um saprólito amarelo-alaranjado derivado dos gnaisses calcissilicáticos. Apresentam coloração escura, granulação fina, bandados, ricos em vênulas de quartzo paralelas aos níveis centimétricos de anfibólio. Em escala de afloramento, observa-se uma repetição centimétrica a métrica de para-anfibolitos, gnaisses calcissilicáticos e/ou metamargas. As lentes de para-anfibolito atingem algumas dezenas de metros e tem como protólitos, provavelmente, as margas ricas em anfibólio.

Em lâmina delgada, os para-anfibolitos exibem textura granonematoblástica de grão médio a fino (tamanho do grão inferior a 2,0mm), constituída essencialmente de agulhas de anfibólio e quartzo, além de plagioclásio em arranjo granoblástico fino. Os minerais formam um leve bandamento, definido pela concentração de máficos e félsicos em níveis, descontínuos, de espessura milimétrica, concordantes com a orientação dos minerais, definindo uma foliação milonítica (fig. 17). Subordinadamente

ocorrem palhetas de biotita, parcialmente cloritizadas, arranjadas obliquamente a foliação. Ocorrem acessórios como: epidoto, zircão, titanita e apatita.

O anfibólio acicular mantém contatos retos com os demais minerais. O quartzo e o plagioclásio estão finamente recristalizados em arranjo granoblástico isogranular e poligonal, com contatos retos a serrilhados, onde o plagioclásio distingue-se do quartzo pela presença de maclas polissintéticas e leve aspecto turvo devido à argilização. O epidoto ocorre como domínios nos níveis onde concentram-se quartzo e plagioclásio e, subordinadamente, como coroa de reação ao redor da allanita. Os acessórios como zircão, titanita e apatita ocorrem de forma globular. O grau metamórfico é compatível com o fácies anfibolito e o conjunto textural, como o forte estiramento e orientação do anfibólio, as microbandas de quartzo (indicativas de transferência de massa por difusão) indicam metamorfismo dinâmico na formação da rocha.

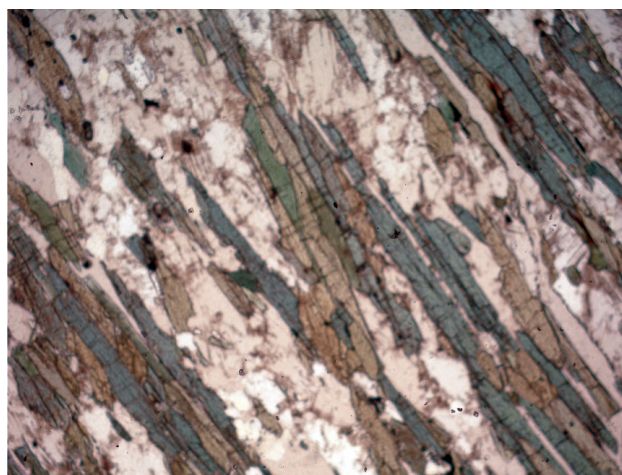


Figura 17 - Cristais aciculares de actinolita em matriz granoblástica a base de plagioclásio e quartzo. (luz natural, aumento de 4x).

3.2.2.4 Litoquímica e Petrogênese Unidade Calcissilicática

As rochas calcissilicáticas encontram-se intercaladas com BIF e chert ferruginoso e menos comumente, com sedimentos finos e rochas sedimentares clásticas.

Na tabela 4 são apresentados os dados de elementos maiores, elementos-traço, Terras Raras e os números de Niggli de 5 amostras de rochas calcissilicadas. O teor elevado em sílica de 3 amostras reflete o alto conteúdo modal de quartzo, enquanto que os valores moderados dos elementos ferromagnesianos (V, Sc, Ni, Cr), podem sugerir fonte vulcanogênica para origem dessas rochas.

A representação dessas rochas no diagrama de Simonen, (1953) (citado por Holdhus, 1971), o qual utiliza os parâmetros de Niggli - $si \times (al + fm) - (c + alk)$ - mostra que as mesmas se dispõem no campo das rochas vulcanogênicas (fig. 18).

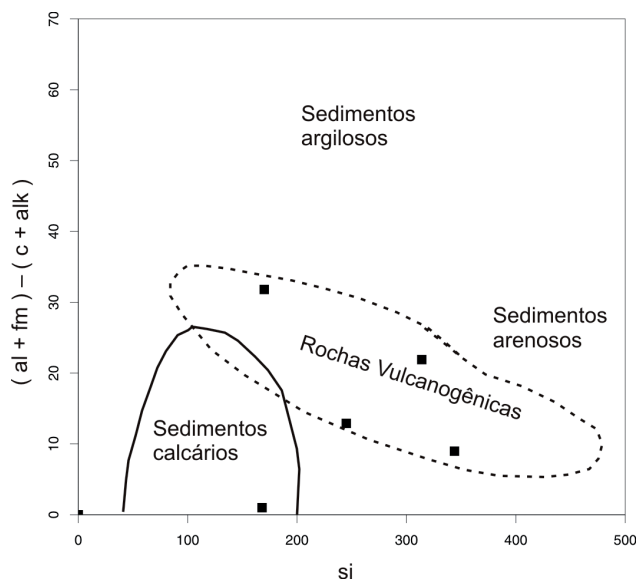


Figura 18 - Diagrama mostrando a distribuição das amostras das rochas calcissilicáticas no campo destinado às rochas vulcanogênicas.

Winchester & Max (1989), chamam a atenção para a utilização de um pequeno número de elementos maiores, o que pode levar a interpretações errôneas sobre o ambiente tectônico, quando os sedimentos são imaturos e derivados, em parte, de rochas antigas. Por conseguinte, estes autores sugerem a utilização de elementos-traço, expresso através de diagramas multielementais, salientando que estes têm a vantagem de cobrir um largo intervalo de elementos e muitos dos quais são particularmente de baixa mobilidade durante o metamorfismo. Nesse sentido, as rochas calcissilicáticas quando normalizadas pela média da Crosta Superior de Taylor & McLennan (1985), exibem anomalia positiva dos HFSE's (Ti, Y, Tm e Yb), sugerindo natureza vulcanogênica. Também, mostram um empobrecimento dos elementos litófilos (Rb, Th e Zr) (fig. 19a).

Unidade Ferro-Manganesífera – Hematita e/ou Magnetita Metachert

Foram analisadas 3 amostras de formação ferrífera bandada, as quais são representadas pela fácies óxido. Os metassedimentos da fácies óxido são caracterizados pela alternância de níveis hematíticos e/ou magnetíticos, lateralmente descontínuos, e níveis de quartzo, com raro anfibólio e granada. Pela análise dos dados químicos apresentados na

	GR-420	GR-578	GR-585	GR-661	GR-668
SiO ₂	56.22	71.36	71.54	64.27	69.6
Al ₂ O ₃	14.96	12.12	14.43	13.13	14.6
Fe ₂ O ₃	5.24	4.41	1.87	5.61	4.24
MgO	2.11	0.04	0.71	1.73	1.07
CaO	10.74	10.14	4.76	7.24	3.4
Na ₂ O	3.12	<0,01	5.1	1.46	4.43
K ₂ O	4.48	<0,01	0.49	3.64	1.18
TiO ₂	0.65	0.25	0.4	0.64	0.32
P ₂ O ₅	0.603	0.017	0.075	0.366	0.117
MnO	0.2	0.07	0.04	0.23	0.1
Cr ₂ O ₃	0.005	0.009	0.014	0.011	0.017
LOI	1.4	1.5	0.5	1.5	0.8
SUM	99.74	99.89	99.93	99.82	99.87
Mo	0.9	0.5	1.2	0.9	1.2
Cu	27.6	2.4	3.1	1.6	5.1
Pb	3.6	1.5	0.8	0.5	0.6
Zn	23	6	7	23	52
Ni	3.1	3.3	4.4	2.4	3.9
As	1.3	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ba	1093	44	220	748	468
Co	8.5	3	2	8.6	6.7
Cs	1.3	0.2	<0,1	1.1	0.2
Ga	15	29.9	12.1	12.8	13.7
Hf	3.2	5.1	5.1	2.8	5
Nb	4.1	6.3	6.3	4.5	4.8
Rb	113.8	1.5	3.7	50.1	18.4
Sn	6	2	2	1	1
Sr	411	547	237	136.5	195.3
Ta	0.3	0.5	0.5	0.3	0.4
Th	3.4	9.2	3.4	3.3	2.9
U	2.4	4.8	1.3	1	0.9
V	95	40	31	49	39
W	4.9	5.2	10.1	8.8	13.5
Zr	99.2	160.6	157	89.2	160.3
Y	27.3	42.4	41.4	26.8	24.4
La	18	28.3	24.7	23.1	13.7
Ce	38.9	49.9	37.9	48.6	29.5
Pr	5.43	7.91	6.36	6.29	3.87
Nd	26	33.2	25.6	26.4	15.2
Sm	5.22	6.68	5.29	5.55	3.35
Eu	1.21	1.34	1.16	1.42	0.81
Gd	4.7	6.47	5.5	5.14	3.27
Tb	0.76	1.25	1	0.8	0.6
Dy	4.51	7.3	6.18	4.27	3.46
Ho	0.94	1.45	1.44	0.9	0.79
Er	2.81	4.26	4.48	2.81	2.44
Tm	0.4	0.76	0.74	0.44	0.43
Yb	2.8	4.49	4.8	2.84	2.77
Lu	0.45	0.71	0.81	0.45	0.45

Tabela 4 - Composição química das rochas calcissilicáticas

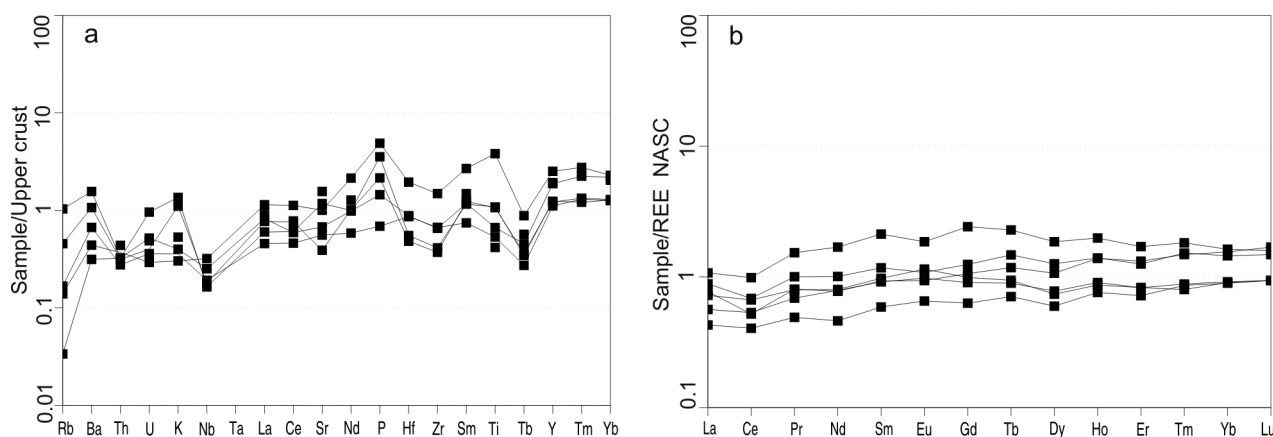


Figura 19 - (a) Diagrama multielemental normalizado pela Crosta Continental Superior (Taylor & McLennan (1985); (b) Diagrama ETR das rochas calcissilicáticas normalizados ao NASC (Taylor & McLennan (1985).

tabela 5, as formações ferríferas apresentam valores moderados de Fe_2O_3 (10 a 13%) e altos valores de SiO_2 (85 a 89%).

No diagrama ETR normalizado ao NASC duas amostras apresentam padrão horizontalizado dos ETR's totais, com anomalia negativa de Ce, enquanto que uma amostra apresenta um leve enriquecimento nos ETRP, empobrecimento nos ETRL e com pronunciada anomalia negativa de Ce (fig. 20a). Esse padrão é similar aos modernos depósitos hidrotermais de mar profundo.

Uma noção sobre o influxo das águas hidrotermais dos oceanos nos

quais as formações ferríferas precipitaram, pode ser obtida a partir da distinção química entre sedimentos de mar profundo ricos em ETR e depósitos hidrotermais pobres em ETR conforme estudado por Bonnot-Courtois (1981) na área FAMOUS dos montes Galápagos. Os depósitos hidrotermais consistem em grande parte da camada de nontronita (silicato rico em Fe), enquanto que as suas compo-

sições em massa são notavelmente similares dos BIF's típico. A figura 20b. ilustra a natureza da distinção em termos de $(\text{Co} + \text{Ni} + \text{Cu})$ versus abundância de conteúdo de ETR total. Assim, as amostras distribuem-se dentro do campo dos depósitos hidrotermais.

3.2.2.5 Características Geofísicas

Nas imagens gamaespectrométricas, limitadas as radiações gama emitidas da superfície do terreno, a unidade metapelítica apresenta destaque no canal de potássio, urânio, contagem total e no diagrama de distribuição ternária. Os xistos, no geral, apresentam valores anômalos do canal de potássio (2,5 a 5,5%) fornecidos, possivelmente, pela presença de placas de muscovita em veios pegmatóides leucossomáticos juntamente com quartzo e feldspato potássico. As formações ferríferas bandadas apresentam, geralmente, anomalias magnéticas bipolares levemente

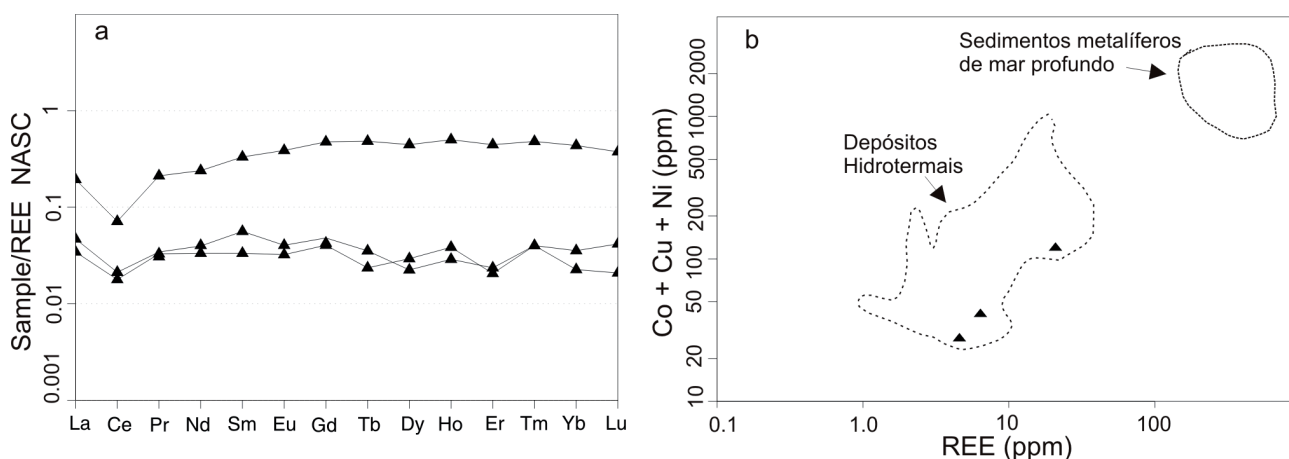


Figura 20 - (a) Diagrama mostrando o padrão de ETR, normalizado pelo NASC das amostras das formações ferríferas; (b) Diagrama da abundância de $\text{Co} + \text{Ni} + \text{Cu}$ versus conteúdo dos ETR total ($(\text{La} + \text{Ce} + \text{Nd} + \text{Sm} + \text{Eu} + \text{Tb} + \text{Yb} + \text{Lu})$). O campo hachurado engloba "Depósitos Hidrotermais" da região FAMOUS de Galápagos, enquanto que o campo delimitado pelos "sedimentos metalíferos de mar profundo" representam a região do Pacífico Leste.

	GR-501	GR-515	GR-633
SiO ₂	85,12	85,57	89,51
Al ₂ O ₃	1,88	0,41	0,07
Fe ₂ O ₃	12,8	10,07	9,94
MgO	<0,01	0,08	<0,01
CaO	0,04	0,15	0,03
Na ₂ O	0,01	0,02	<0,01
K ₂ O	<0,01	0,06	<0,01
TiO ₂	<0,01	0,02	<0,01
P ₂ O ₅	0,06	0,048	0,02
MnO	<0,01	2,11	<0,01
Cr ₂ O ₃	0,018	0,017	0,028
LOI	0,1	1,4	0,4
SUM	100	99,99	100,03
Mo	1,1	1,9	3
Cu	1,9	77,6	7,7
Pb	1	3,7	1,2
Zn	5	31	5
Ni	4,8	9,2	5,4
As	<0,5	0,6	<0,5
Cd	<0,1	0,4	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	0,1	<0,1
Au	0,8	0,6	2,3
Hg	<0,01	0,02	<0,01
Tl	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5
Ba	2	98	13
Be	1	<1	<1
Co	2,3	8,8	1,4
Cs	<0,1	<0,1	<0,1
Ga	1,9	1,8	0,8
Hf	<0,1	0,1	<0,1
Nb	0,4	0,3	0,4
Rb	0,6	4,1	0,5
Sn	<1	<1	<1
Sr	2	30	2,2
Ta	0,2	<0,1	0,2
Th	<0,2	<0,2	<0,2
U	0,2	0,3	0,4
V	18	26	16
W	13	11,5	20,3
Zr	4,1	5	2,1
Y	1	14,3	1,4
La	1,5	6,2	1,1
Ce	0,7	5,2	1,3
Pr	0,09	1,67	0,26
Nd	0,2	7,9	1,1
Sm	0,32	1,89	0,19
Eu	0,05	0,48	0,04
Gd	<0,05	2,47	0,21
Tb	0,03	0,41	0,02
Dy	0,13	2,58	0,17
Ho	0,03	0,52	0,04
Er	0,08	1,51	0,07
Tm	0,02	0,24	0,02
Yb	0,07	1,35	0,11
Lu	0,01	0,18	0,02

Tabela 5 - Composição química das formações ferríferas bandadas.

alongadas, enquanto que a unidade calcissilicática e os para-anfibolitos não apresentam nenhuma expressão magnética.

3.2.2.6 Dados Geocronológicos e Correlações

Dados geocronológicos da unidade são relatados por Rizzotto *et al.*, (2010) em amostras da folha Pimenteirias. Zircões detríticos de um paragneisse da Unidade Metapsamítica foram analisados por MEV e LAM-MC-ICP-MS e datados pelo método U-Pb, resultando idades de 1544 ± 21 Ma, 1340 ± 30 Ma e 1076 ± 73 Ma. A primeira é derivada de zircões ígneos detríticos, a qual se refere à fonte principal dos sedimentos e fornece a idade máxima da sedimentação da unidade. A segunda é derivada de zircões metamórficos, onde a idade é interpretada com a de fusão da seqüência ou do pico metamórfico do Complexo Colorado e também pode ser interpretada com a época mínima da sedimentação. A idade mais nova é derivada de zircões ígneos de apófises de granito intrusivo nos paragneisses. Os granitos da Suíte Intrusiva Igarapé Enganado, os quais são intrusivos no Complexo Colorado, forneceram idade de cristalização em torno de 1340 Ma. Essa idade corrobora com a interpretação acima onde é considerada como a idade mínima das rochas paraderivadas do Complexo Colorado.

O Complexo Colorado pode ser correlacionado com o Complexo Gnáissico Chiquitania, Supergrupo San Ignacio, ambos do oriente Boliviano (Litherland *et al.*, 1986) e com o Complexo Pontes e Lacerda do sudoeste de Mato Grosso (Menezes, 1993). Paragneisses do Complexo Chiquitania apresentaram zircões com idades de 1764 ± 12 , 1510, 1387 ± 9 e 1333 ± 6 Ma (Boger *et al.*, 2005) sugerindo fontes variadas onde a idade mais nova é interpretada pelos autores acima citados, como época da fusão parcial do paragneisse ou idade mínima para a deposição do protólito.

3.2.3 Suíte São Felipe

3.2.3.1 Comentários Gerais

No mapeamento das folhas Paulo Saldanha (Scandolara e Rizzotto, 1998) e Rio Pardo (Bahia e Silva, 1998), as quais foram executadas pela CPRM, Residência de Porto Velho, foram individualizados augen-gnaisses granodioríticos e gnaisses bandados tonalíticos cinzentos, nas cercanias do município de São Felipe d'Oeste, que passaram a compor a Suíte Metamórfica São Felipe. Em função do desuso da terminologia "suíte metamórfica" Quadros & Rizzotto (2007), na revisão do Mapa Geológico do Estado de Rondônia, redefiniram a unidade como Suíte São

Felipe. A área-tipo da Suíte São Felipe distribui-se em uma faixa alongada desde as imediações da cidade de São Felipe, a oeste, até o rio Pimenta Bueno, a leste.

3.2.3.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

As rochas da referida unidade distribuem-se unicamente no extremo noroeste da folha Vilhena, balizados a sul pela falha extensional do Graben do Colorado. Os granitóides da suíte mostram contatos tectônicos e contatos difusos com as máficas e xistos do Complexo Trincheira e Complexo Colorado, respectivamente. O contato com as rochas sedimentares da Formação Pimenta Bueno e Casa Branca é por falha normal. Os granitos da suíte Rio Pardo são intrusivos nos granitóides da Suíte São Felipe.

3.2.3.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

Os litótipos principais são representados por augen-gnaisses de composição monzogranítica a granodiorítica, que exibem dobramentos complexos com foliação de plano axial traspondo o bandamento dobrado (fig. 21a). Apresentam texturas desde granoblástica de granulação média a porfiroclástica de granulação grossa (fig. 21b). São leucocráticos a mesocráticos, cor rósea, foliados, eventualmente com termos porfiríticos. São compostos por oligoclásio, microclínio, biotita, hornblenda e quartzo como essenciais, enquanto que zircão, allanita, titanita e magnetita são os acessórios. Texturas miloníticas estão marcadas por extinção ondulante, bordas subgranuladas e recuperadas dos cristais de quartzo e plagioclásio. Raros corpos de gnaisses

cinzentos de composição granodiorítica a tonalítica, dobrados e parcialmente migmatizados afloram nas partes mais aplainadas do terreno. Estes gnaisses monzograníticos apresentam, por vezes, textura microporfiroclástica, granulação média, com bandas leucocráticas a base de agregados de quartzo em arranjo granoblástico alongado e feldspato com extinção ondulante. As bandas máficas são predominantemente milimétricas e compostas por cristais de hornblenda verde oliva e biotita marrom avermelhada. As feições de campo e os dados petrográficos sugerem que as rochas da unidade foram deformadas e metamorfisadas em condições de fácies anfibolito superior.

3.2.3.4 Características Geofísicas

Nas imagens gamaespectrométricas, limitadas as radiações gama emitidas da superfície do terreno, os augen-gnaisses monzograníticos apresentam destaque no canal de potássio e não apresentam resposta no canal de urânio e tório. Na magnetometria, não apresentam nenhuma expressão magnética.

3.2.3.5 Dados Geocronológicos e Correlações

Uma amostra de ortogneisse tonalítico foi datada pelo método U-Pb (LA-MC-ICP-MS), a qual forneceu idade de 1435 ± 2 Ma (fig. 22), interpretada como idade de metamorfismo. O posicionamento estratigráfico da unidade no mesoproterozóico é balizado também pela relação de intrusão dos granitos Rio Pardo (1005 Ma). Esses gnaisses podem ser relacionados com os granitos e tonalitos sintectônicos do Complexo Rio Galera, situados na região fronteira de Rondônia e Mato Grosso.

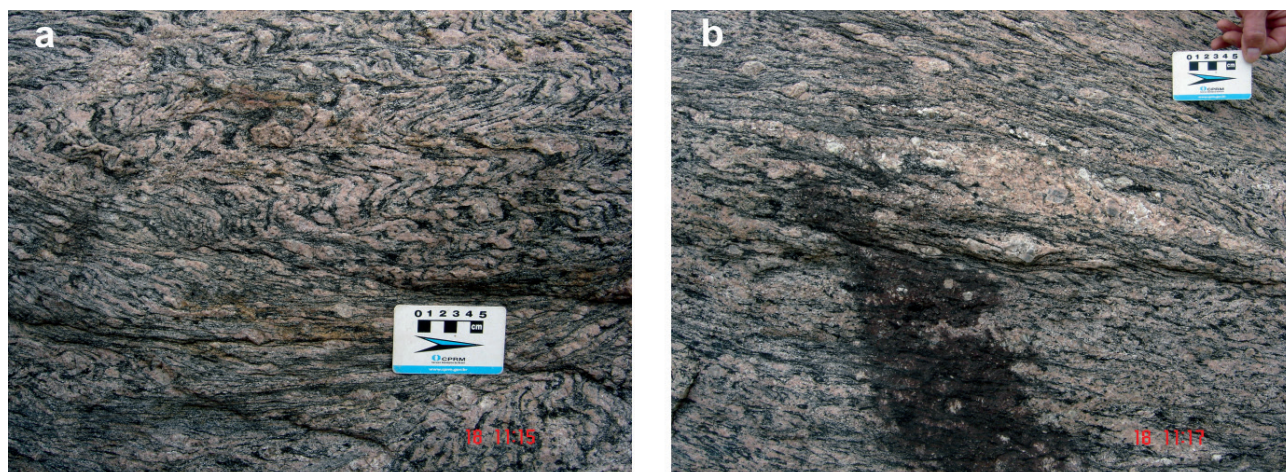


Figura 21 - (a)Augen-gnaisse São Felipe exibindo dobras transposta por cisalhamento sinistral; (b)Porfiroclastos estirados e com sombra de pressão de FK em matriz de composição monzogranítica. Linha EW, a sul de Querência do Norte.

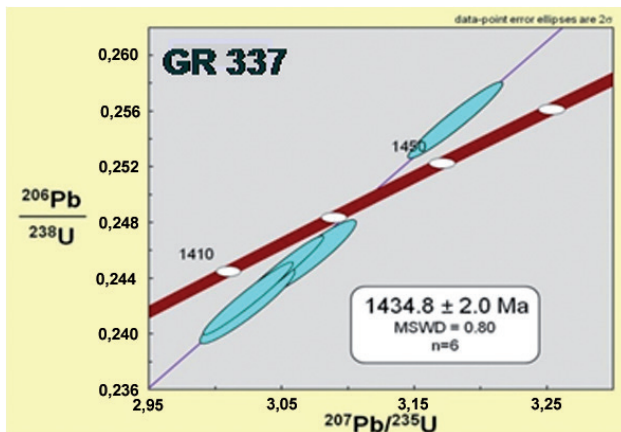


Figura 22 - Diagrama concórdia dos zircões do ortogneisse tonalítico da Suíte São Felipe.

3.2.4 Fácies Fazenda Olga

3.2.4.1 Comentários Gerais

Essa unidade litoestratigráfica foi definida neste projeto. Em trabalhos anteriores, as rochas granitóides deformadas ou que apresentavam uma foliação, no geral, eram inseridas no Complexo Xingu ou no Complexo Basal e cronologicamente agrupadas indistintamente no Paleoproterozóico.

3.2.4.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Os granitóides da Fácies Fazenda Olga estão representados por um único corpo alongado na direção NW, encaixado nos litotipos do Complexo Colorado e localizado no sudoeste da folha Vilhena. Faz contato direto intrusivo com os paragneisses do Complexo Colorado e parcialmente encoberto por sedimentos recentes.

3.2.4.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

A fácies Fazenda Olga é representada por um único maciço constituído predominantemente por quartzo monzonitos, trondhjemitos e quartzo sienitos subordinados. Ambos são foliados, leucocráticos, coloração cinza claro, granulação média, equigranulares a porfíricos. Em algumas seções do maciço há um incipiente bandamento constituído por bandas estreitas máficas a base de biotita e anfibólio e bandas pouco mais largas (0,5 a 1cm) constituídas por plagioclásio, feldspato potássico e raro quartzo. Em algumas porções do corpo a mineralogia torna-se muito variável, ora predominando áreas com quantidade mais expressiva de plagioclásio e quartzo e noutras áreas predominam aglomerados de minerais máficos como anfibólio e piroxênio.

3.2.4.4 Características Geofísicas

As imagens gamaespectrométricas destacam parcialmente os limites do corpo granítico da unidade, principalmente no canal de potássio e contagem total. Destacam-se também na imagem de distribuição ternária K-Th-U. Apresentam um padrão aeromagnético de baixa susceptibilidade, sem maior destaque.

3.2.5 Suíte Intrusiva Igarapé Enganado

3.2.5.1 Comentários Gerais

As rochas granitóides em geral, que ocorrem no sudeste de Rondônia, por apresentarem foliação de fluxo ígnea e/ou metamórfica foram inseridas primeiramente no Complexo Xingu por Santos *et al.*, (1979). Posteriormente, Rizzotto *et al.*, 2002, em estudos integrados geológico-geocronológico caracterizaram os metamonzogranitos porfíricos associados à anfibolitos que afloram ao longo da RO-370 entre Colorado d'Oeste e Cerejeiras, além de leucogranitos e inseriram-nos na Suíte Metamórfica Colorado. Entretanto, durante a execução do mapeamento geológico da folha Pimenteiras, os autores acima citados, baseados em dados de campo, aliados aos estudos petrográficos e geoquímicos, inseriram os granitóides na denominada Suíte Intrusiva Igarapé Enganado.

3.2.5.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Dois corpos de granitos da referida unidade distribuem-se a sul-sudoeste da folha Vilhena, encaixados ao longo da zona de cisalhamento transcorrente Corumbiara. Os maciços mais expressivos ocorrem na folha Pimenteiras entre as cabeceiras do rio Vermelho e Córrego Trinta e Dois, ao longo da RO-370, no trecho Colorado d'Oeste e Cerejeiras e ao longo da rodovia Colorado d'Oeste-Corumbiara, próximo desta última. Na folha Vilhena, os corpos estão deformados e estirados, com seu eixo maior de direção N20E, paralelo ao trend da zona de cisalhamento. Ocorre de forma intrusiva nos anfibolitos, porém dobrados e paralelizados pela zona milonítica. Veios pegmatóides com muscovita são de contato subconcordante com o granito.

3.2.5.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

Os granitos afloram raramente como lajeiros, e mais comumente como *boulders*, apresentando

muitas vezes formas alongadas e abauladas devido ao processo de esfoliação esferoidal bastante constante na região. Composicionalmente são representados por monzogranitos e sienogranitos. De um modo geral, são rochas leuco a mesocráticas, apresentando tonalidade rosa, cinza ou cinza-rosada. A granulação é média a grossa, equigranulares a porfiríticos. Apresentam como principal característica, uma forte trama de fluxo magmático, com deformação no estágio “subsólido”. Essas feições, aliadas as características texturais sugerem colocação destes corpos em regime compressional sin a tardi-cinemáticos.

A foliação milonítica, quando presente, apresenta-se bastante paralelizada, onde as micas envolvem os porfiroclastos de feldspato potássico (fig. 23a). Entretanto, a deformação é heterogênea, onde porções dos maciços mostram feições ígneas preservadas. A foliação é definida pelos minerais máficos do tipo biotita e rara hornblenda. Diques aplíticos sin-plutônicos com dezenas de metros de extensão ocorrem em alguns afloramentos, assim como autólitos máficos subarredondados de composição quartzo-diorítica. Xenólitos são raros e variáveis no tamanho e, via de regra, são constituídos pelas rochas encaixantes como paragnaisses e anfibolitos, além de restitos a base de biotita.

Na petrografia, tanto os sienogranitos como os monzogranitos são rochas com estrutura foliada (foliação de fluxo ígneo) sobreposta por uma foliação milonítica marcada por porfiroclastos estirados de microclínio e quartzo de 1 a 4 mm e pela orientação de biotita e rara muscovita (fig. 23b). Mostram textura milonítica definida por 25 a 30 % de porfiroclastos de microclínio, plagioclásio e quartzo envoltos em uma matriz dominada por quartzo e microclínio com uma textura granoblástica poligonal a interlobada

inequigranular média (0,05 a 0,2 mm) e subordinadamente, por trilhas descontínuas compostas por muscovita em arranjo lepidoblástico. Subordinadamente, mostram textura mirmequítica associada ao crescimento de quartzo com formas vermiformes nas bordas do plagioclásio, concordantes com a foliação milonítica. A deformação e a mineralogia neoformada na rocha são compatíveis com temperaturas da fácies anfibolito inferior.

3.2.5.4 Litoquímica e Petrogênese

Com base nos estudos de campo e petrográficos foram selecionadas 04 amostras representativas dos granitos da Suíte Igarapé Enganado. Os dados químicos são apresentados na tabela 6.

As rochas da Suíte Igarapé Enganado, quando classificadas quimicamente, utilizando-se do diagrama R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980), as mesmas distribuem-se no campo dos quartzo-monzonitos (fig. 24). Observando-se o diagrama de Maniar & Piccoli (1989), o qual utiliza-se do índice de Shand, as amostras indicam o caráter metaluminoso (fig. 25). No que diz respeito aos teores de álcalis, ferro e magnésio, os granitóides mostram comportamento cálcio-alcálico, de acordo com Irvine & Baragar, 1971 (fig. 26).

A distribuição dos elementos-traço quando comparados ao padrão dos Granitos Orogênicos de Pearce *et al.*, (1984) mostra um enriquecimento de elementos litófilos de grande raio iônico como Rb, Ba e Th em relação àqueles de alta carga iônica (HFSE) (fig. 27). Esse padrão é similar aos granitos gerados em arcos vulcânicos maduros ou aos granitóides cálcio-alcálicos pós-colisionais (Tipo I caledonianos).

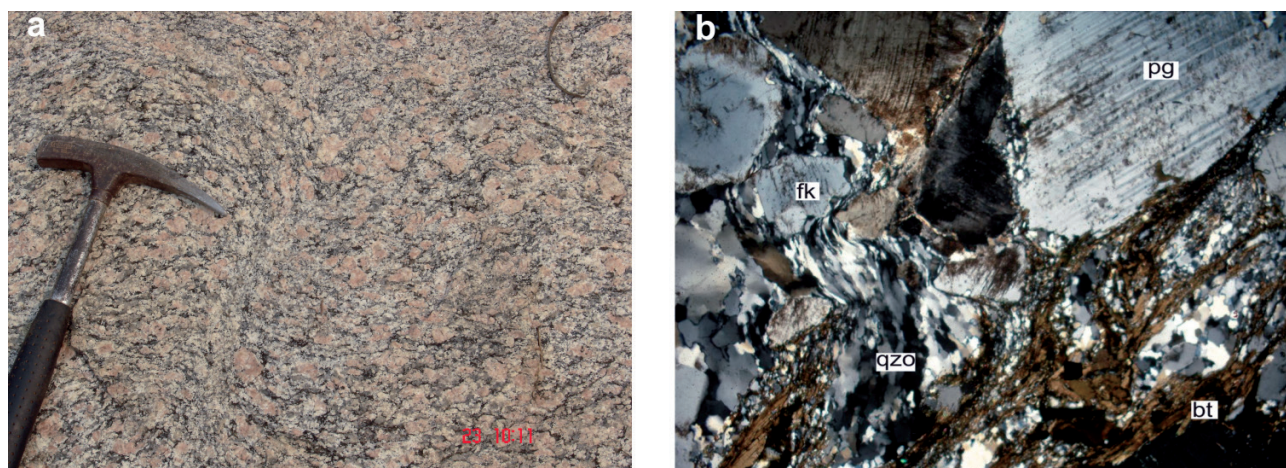


Figura 23 - (a) Trama milonítica em monzogranito da suíte Igarapé Enganado. Travessão do 4° eixo, Corumbiara; (b) Porfiroclastos de feldspato potássico (fk), plagioclásio (pg) e quartzo (qzo) envoltos por trilhas de grãos quartzo-feldspáticos neoformados e por palhetas sigmoidais de biotita (bt). Luz polarizada, aumento de 4x.

	GR-332A	GR-333	GR-345	GR-588
SiO ₂	63,93	62,66	64,08	65,46
Al ₂ O ₃	13,54	15,03	14,72	16,41
Fe ₂ O ₃	7,69	6,15	5,78	5,14
MgO	1,01	1,4	1,95	1,7
CaO	2,8	2,7	3,08	0,9
Na ₂ O	2,88	2,79	2,89	5,21
K ₂ O	5,75	6,46	4,92	2,94
TiO ₂	1,14	0,82	0,88	0,54
P ₂ O ₅	0,294	0,239	0,25	0,131
MnO	0,09	0,07	0,07	0,1
Cr ₂ O ₃	0,012	0,014	0,016	0,007
LOI	0,6	1,4	1,1	1,3
SUM	99,75	99,74	99,73	99,81
Mo	2	5,3	2,2	0,8
Cu	17,4	12,8	10,6	5,1
Pb	4,4	16,4	9	1,4
Zn	88	96	67	63
Ni	5,1	6,4	12,2	2,5
Ba	886	1215	892	895
Be	2	1	4	<1
Sc	15	12	14	14
Co	9,6	9,1	11,6	7,2
Cs	0,8	1,6	1,6	0,6
Ga	23,3	23,9	22,3	17,6
Hf	14,4	25	9,9	7
Nb	26,3	19,8	13	8,5
Rb	153,2	216,8	157	64,7
Sn	7	6	3	3
Sr	129	218	278	81
Ta	1,3	0,9	0,6	0,8
Th	6,8	74,7	25,8	7,3
U	1,3	7,5	5,7	2,7
V	69	66	96	46
W	9,6	9,6	8,5	6,5
Zr	481,6	803,5	324,6	223,4
Y	168,2	91	56,1	38,7
La	98,9	201,6	70,7	27,7
Ce	211,1	396,9	144,2	55
Pr	31,42	48,11	17,69	7,36
Nd	135,3	171,6	70,3	28
Sm	26,93	26,67	11,18	5,5
Eu	3,26	2,41	1,68	1,19
Gd	26,77	20,72	9,1	5,41
Tb	4,66	3,26	1,61	0,96
Dy	27,45	17,31	9,22	5,95
Ho	5,71	3,23	1,79	1,39
Er	16,47	8,77	4,76	4,22
Tm	2,6	1,36	0,78	0,74
Yb	15,57	7,52	4,54	4,93
Lu	2,21	1,15	0,72	0,76
Yb	1,15	0,37	2,4	4,93
Lu	0,22	0,06	0,36	0,76

Tabela 6 - Concentrações de elementos maiores (% em peso), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) em granitos da Suíte Igarapé Enganado.

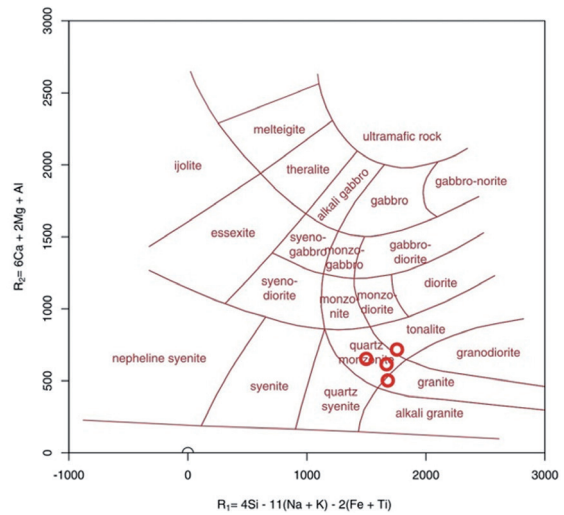


Figura 24 - Diagrama de De la Roche (1980) mostrando a distribuição dos granitóides da Suíte Igarapé Enganado.

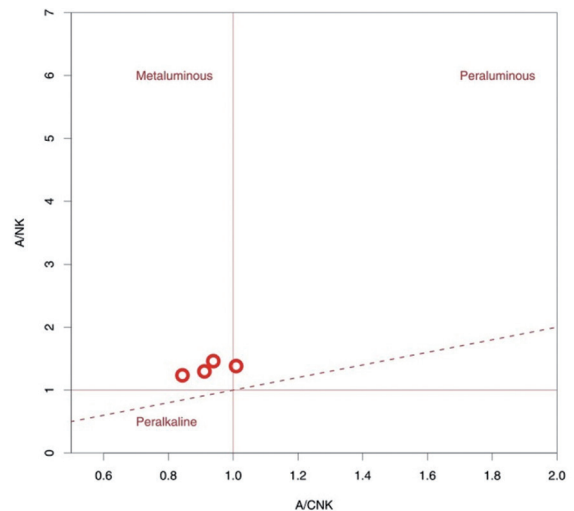


Figura 25 - Distribuição das amostras dos granitóides da Suíte Igarapé Enganado no campo dos granitos metaluminosos.

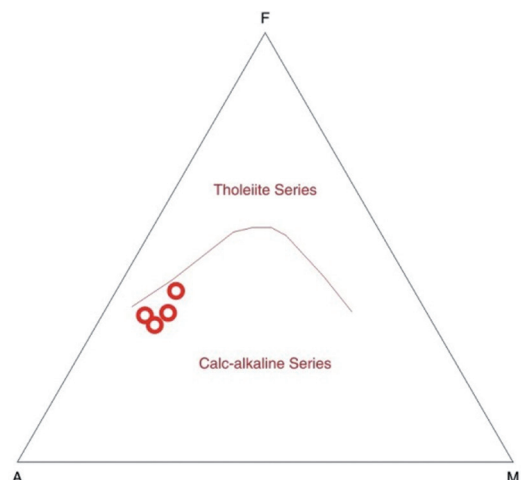


Figura 26 - Diagrama AFM mostrando a distribuição das amostras no campo cálcio-alcálico.

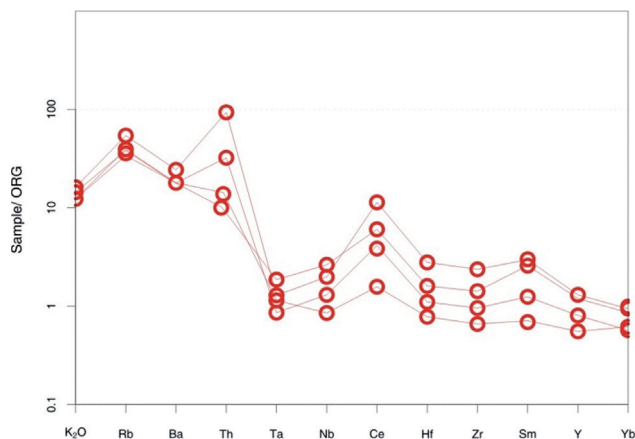


Figura 27 - Distribuição dos elementos-traço normalizados pelo padrão ORG de Pearce et al., (1984) para os granitóides da Suíte Igarapé Enganado.

Dados de ETR para os granitóides estudados normalizados pelos valores condríticos de Nakamura (1974) (fig. 28) mostram padrões semelhantes aos granitóides da série cálcio-alcálica, mostrando forte enriquecimento em terras raras leves com fraco enriquecimento em ETRP tendendo a horizontalidade e moderada anomalia negativa de európio (fig. 28).

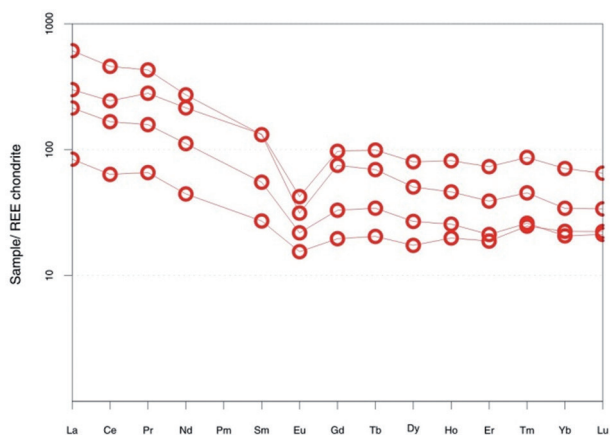


Figura 28 - Padrão de elementos terras raras dos granitóides da Suíte Igarapé Enganado.

No diagrama classificatório de ambiência tectônica de Pearce *et al.*, (1984), os granitóides da Suíte Igarapé Enganado distribuem-se parcialmente nos campos destinados aos granitos orogênicos e de arco vulcânico (fig. 29) enquanto que no diagrama de Batchelor & Bowden (1985), o granito Igarapé Enganado ocupa o campo dos Granitos Tardi-Orogênicos (fig. 30).

Os dados químicos listados acima caracterizam as rochas da Suíte intrusiva Igarapé Enganado como uma série cálcio-alcálica de alto potássio e metaluminosa. Essas características são similares com aquelas dos granitos cálcio-alcálicos do Tipo I caledonianos modernos.

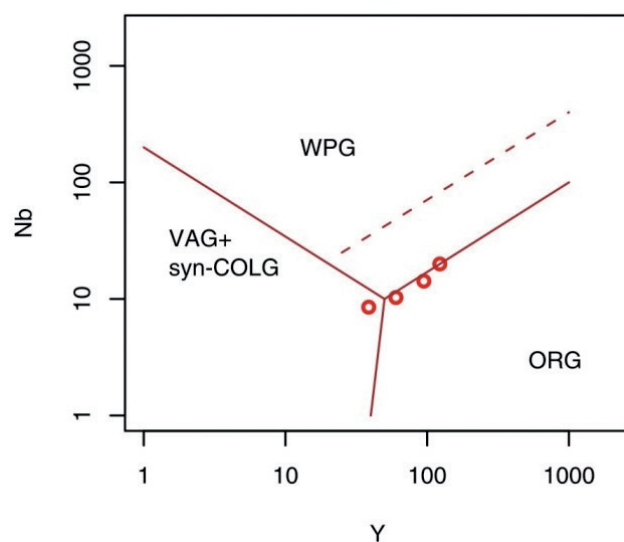
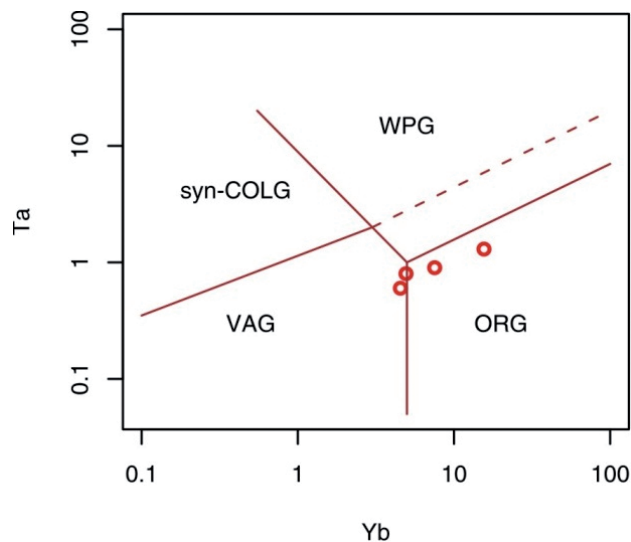


Figura 29 - Diagrama discriminante de compartimentação tectônica segundo Pearce et al., (1984).

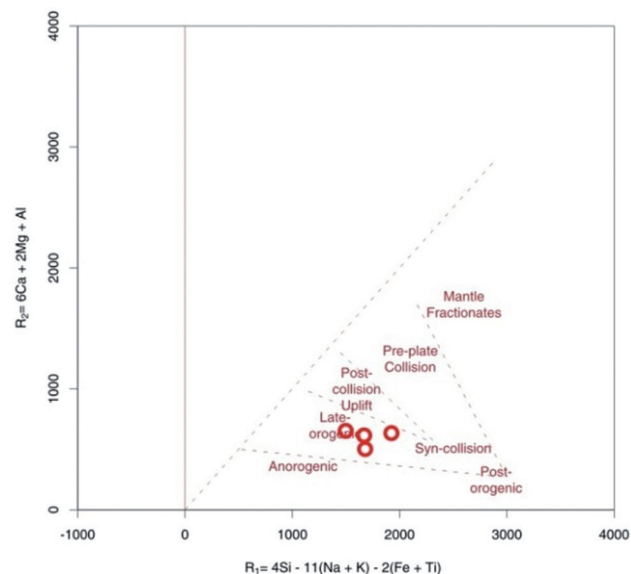


Figura 30 - Diagrama discriminante de compartimentação tectônica segundo Batchelor & Bowden (1985).

3.2.5.5 Características Geofísicas

As imagens gamaespectrométricas definem com precisão os contornos dos corpos graníticos da unidade, principalmente no canal de potássio e contagem total. Destacam-se também na imagem de distribuição ternária K-Th-U. Apresentam um padrão aeromagnético de baixa susceptibilidade, sem maior destaque.

3.2.5.6 Dados Geocronológicos e Correlações

Os primeiros dados geocronológicos em rochas graníticas do setor sudoeste de Rondônia foram publicados por Rizzotto *et al.*, (2002), onde os autores analisaram um conjunto de 14 amostras de granodiorito/tonalito e anfibolito (fácies máfico-félsico) localizadas na pedreira do José Andreatta (rodovia RO-370-Colorado d'Oeste), via Rb-Sr isocrônico em rocha total, definindo assim uma idade de 1360 ± 45 Ma e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7040 \pm 0,0012$. Posteriormente, Rizzotto *et al.*, (2010) dataram os zircões de um granodiorito (NM-42) localizado na pedreira Andreatta utilizando-se a datação U-Pb por *shrimp*, o qual apresentou resultado de 1340 ± 5 Ma, e interpretaram como época da cristalização da rocha. Adicionalmente, as análises de isótopos Sm-Nd forneceram idades T_{DM} de 1,58 a 1,51 Ba. e ϵ_{Nd} de 2,33, interpretadas como época da extração do material magmático do manto. Na folha Vilhena não se determinou a idade dos granitos da suíte, tendo em vista a forte semelhança com aqueles da folha Pimenteiras, sugerindo que sejam da mesma idade.

Correlaciona-se as rochas da Suíte Igarapé Enganado com aquelas descritas no oriente boliviano por Litherland *et al.*, (1986) e por Boger *et al.*, (2005), associando-as ao Granito San Rafael, o qual forneceu idade U-Pb de 1334 ± 12 Ma e com os granitos da Suíte Intrusiva Alto Candeias que ocorrem no setor ocidental de Rondônia.

3.2.6 SUÍTE INTRUSIVA ALTO ESCONDIDO

3.2.6.1 Comentários Gerais

As rochas desta unidade também foram posicionadas, nas décadas de 70 a 90, nos denominados Complexos Xingu e Basal. No trabalho de reconhecimento geológico-geocronológico, Rizzotto *et al.*, (2002) determinaram idades e posicionamento estratigráfico de um leucogranito à granada intrusivo em anfibolitos, no entanto, sem separá-lo da Suíte Metamórfica Colorado. Posteriormente, em mapeamento geológico da folha Pimenteiras, Rizzotto *et al.*, (2010), individualizaram vários corpos de grani-

tos leucocráticos, com incipiente trama planar, considerados como tardi a pós-tectônicos, propondo-se então a denominação formal de Suíte Intrusiva Alto Escondido. No presente trabalho, acrescenta-se a referida suíte as fácies Alto Guarajús e Patuá.

3.2.6.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Os granitos da referida suíte distribuem-se a sul e sudoeste da folha Vilhena. A forma de ocorrência mais representativa das rochas da unidade é na forma de *boulders* subarredondados, constituindo os principais morros da região. O relevo do tipo “meia-laranja” geralmente é sustentado pelos granitos da suíte. Os granitos da fácies Alto Guarajús ocorrem nas proximidades da vila homônima, ao longo das linhas 04 e 05, a leste de Alto Guarajús, enquanto que os pegmatóides da fácies Patuá, ocorrem como pequenos corpos aflorantes nas imediações da fazenda Patuá e em furo de sonda executado pela Amazonas Mineração (inf. verbal).

As formas de contato são claramente discordantes com as rochas consideradas do embasamento. Neste contexto, apresentam contato abrupto discordante tangenciando o bandamento e/ou foliação metamórfica dos paragneisses do Complexo Colorado e anfibolitos do Complexo Trincheira. Mostram freqüentes apófises intrusivas nos anfibolitos do Complexo Trincheira. O granito da fácies Alto Guarajús mostra contato intrusivo no granito da suíte Alto Escondido.

3.2.6.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

As rochas da suíte Alto Escondido são granitos *stricto sensu*, homogêneos, leucocráticos, com trama de fluxo magmático a isotrópicos, granulação grossa, porfiríticos, de coloração acinzentada a rosada (fig.31a). Apresentam, comumente, megacristais de feldspato potássico e autólitos subarredondados de composição básica (fig. 31b).

A fácies Alto Guarajús ocorre na forma de *boulders* arredondados e como diques. Apresentam coloração cinza, homogêneos e com fraca foliação de fluxo magmático, granulação fina a média, magnético, contendo como máfico a biotita, além de titanita como acessório. O contato com os granitos grossos da suíte Alto Escondido é difuso, aparentando zonas transicionais entre um tipo e outro (fig.31c). Composicionalmente são sienogranitos isotrópicos, equigranulares que, por vezes, apresentam raros fenocristais de FK bordejados por fina auréola de plagioclásio imersos na matriz fina. (fig. 31d).

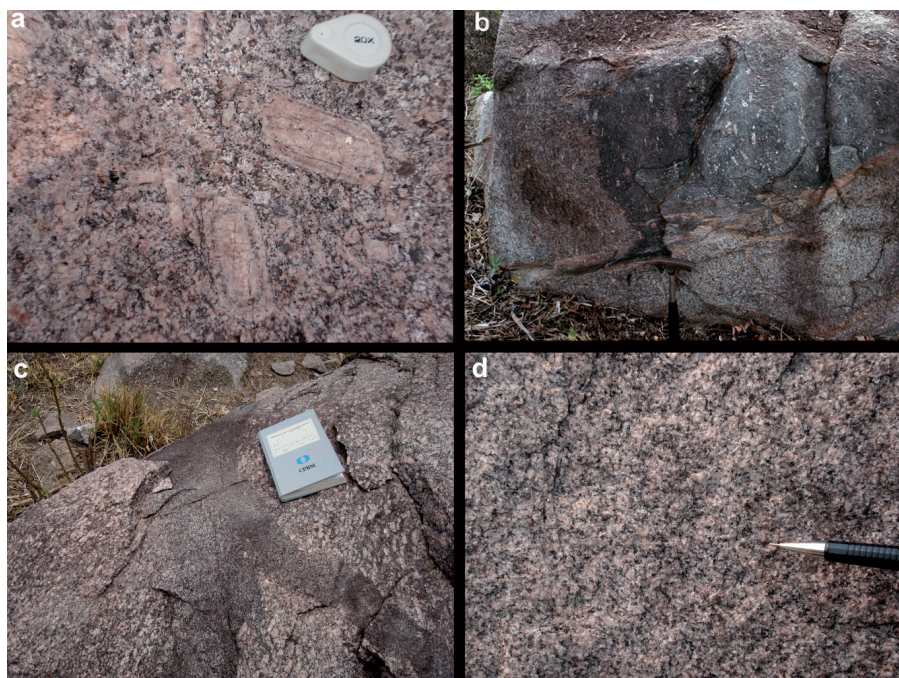


Figura 31 - (a) Feição textural do granito porfirítico da suíte Alto Escondido; (b)- Autólito máfico em monzogranito da Suíte Alto Escondido; (c)- Contato do granito fino cinza (fácies Alto Guarajús) com monzogranito da suíte Alto Escondido; (d) Feição textural do granito da fácies Alto Guarajús. Travessa da linha 04 para 05, leste da vila Alto Guarajús.

Corpos estreitos deformados de pegmatóide caracterizam a fácies Patuá, a qual é representada por lentes e veios de pegmatóide a base de feldspato potássico (cristais com até 7 cm), quartzo e placas de muscovita. Ocorrem de forma intrusiva nos anfibolitos do Complexo Trincheira e também são intrusivos nos granulitos máficos do referido complexo, conforme constatado no furo de sonda na fazenda Patuá, onde veios pegmatóides seccionam transversalmente a foliação dos granulitos. A granulação dos pegmatóides é grossa, coloração rosada, apresentando variação na deformação, onde as porções mais grossas do corpo mostram-se mais competentes a deformação exibindo fraca foliação, enquanto que as porções mais finas exibem forte foliação.

Em seção delgada, a foliação ígnea das rochas da suíte Alto Escondido é definida pelo alinhamento dos cristais de biotita e K-feldspato. A textura é inequigranular hipidiomórfica média com cristais de K-feldspato (ortoclásio) imersos em uma matriz equigranular média contendo microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita. Observa-se também alteração hidrotermal pervasiva.

Cristais de ortoclásio e microclínio (50-60%) mostram forma prismática alongada, subédricos, pertitas incipientes do tipo filmes finos e descontínuos, com inclusões raras de biotita. Na matriz ocorre o microclínio (1 mm), com forma equidimensional e subédrico. O plagioclásio (7-13%) é prismático, equidimensional, euédrico a subédrico, sem fraturas, zonação normal com núcleo alterado para sericita e muscovi-

ta, além de argilização superficial. Localizadamente podem apresentar arranjo mirmequítico quando em contato com o K-feldspato da matriz. O quartzo (20-25%) é predominantemente anédrico globular a amebóide, sem inclusões, com fragmentação incipiente e com rara formação de subgrãos. A biotita (3-5%) ocorre como palhetas subédricas, orientada segundo a foliação, intersticial, com inclusões de allanita e zircão, transformada parcialmente para clorita e muscovita. O zircão é prismático alongado, euédrico a subédrico, incluso em plagioclásio e biotita. A apatita e allanita são os demais acessórios. Minerais opacos são raros e muscovita e epidoto são minerais de derivação secundária, provenientes da alteração da biotita e K-feldspato e da allanita, respectivamente.

3.2.6.4 Litoquímica e Petrogênese

As rochas da Suíte Intrusiva Alto Escondido - fácies Alto Guarajús - apresentam conteúdos moderados a elevados de SiO_2 (67 a 70%), elevado $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (>8%), alta razão $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ (de 1,4 a 2,3), além de elevados teores de K, Rb, Ba e Th (tabela 7).

No diagrama R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980), as mesmas distribuem-se no campo dos granitos *stricto sensu* (fig. 32a), onde aquelas da fácies Morro do Chapéu mostram-se mais diferenciadas tendendo ao campo dos álcali-granitos.

As relações entre alumina e álcalis demonstram que as rochas graníticas da suíte são metaluminosas a peraluminosas (fig. 32b).

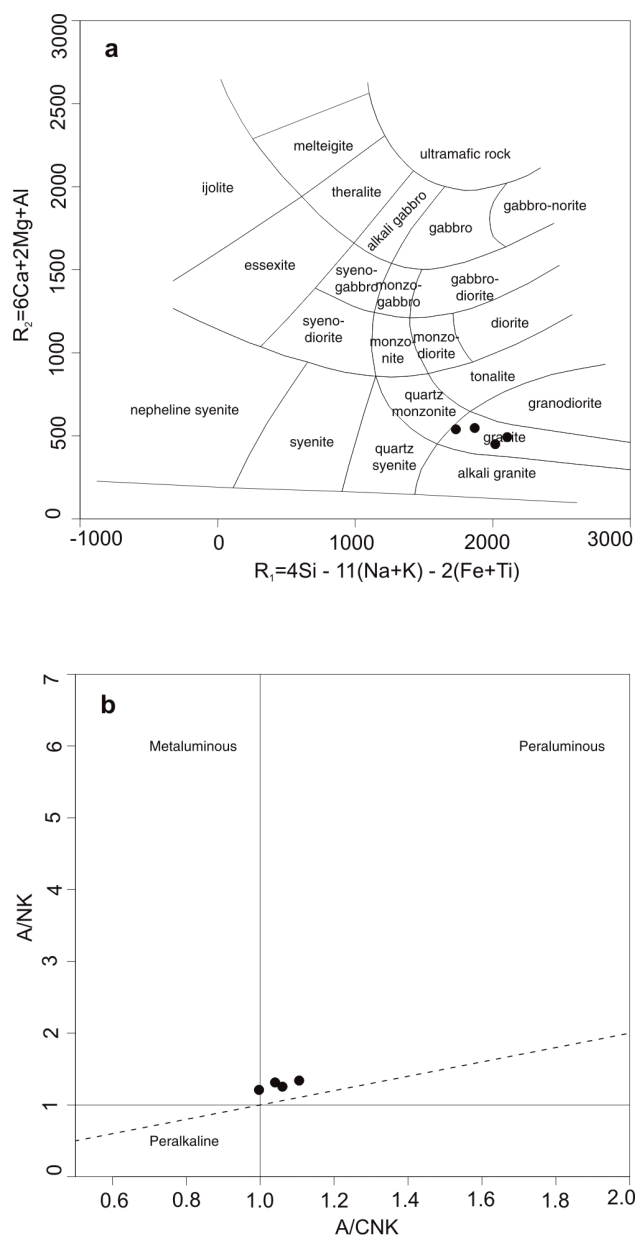


Figura 32 - (a) Diagrama R1-R2 (De la Roche et al., 1980), com a distribuição das amostras da Suite Alto Escondido; (b) Índice de Shand no diagrama de Maniar & Piccoli, 1989.

No diagrama multielementar desenvolvido por Pearce *et al.*, (1984) constata-se um enriquecimento nos elementos litófilos de grande raio iônico (Rb, Ba e Th) em relação àqueles de alta carga iônica (HFSE), com empobrecimento de Nb, Ta e Zr, característico de granitos de ambiente de arco magmático (fig. 33a).

Os padrões de elementos terras raras (ETR) normalizados pelos valores condríticos de Nakamura, 1974 (fig. 33b) das amostras dos granitoides da fácies Alto Guarajús mostra um enriquecimento dos elementos leves em relação aos pesados e com moderada anomalia negativa de európio.

	GR-312	GR-337C	GR-622	GR-655
SiO ₂	67,86	66,56	66,71	70,11
Al ₂ O ₃	14,01	13,47	15,81	15
Fe ₂ O ₃	5,59	5,7	3,96	2,57
MgO	1,76	0,62	0,87	0,53
CaO	1,22	2,36	1,74	1,21
Na ₂ O	3,31	2,7	3,73	3,27
K ₂ O	4,63	6,18	5,45	6,07
TiO ₂	0,66	0,72	0,53	0,26
P ₂ O ₅	0,115	0,194	0,211	0,084
MnO	0,06	0,11	0,08	0,07
Cr ₂ O ₃	0,015	0,013	0,012	0,015
LOI	0,6	1,1	0,6	0,6
SUM	99,83	99,71	99,7	99,8
Mo	1,1	4,5	0,7	1
Cu	22,2	5,5	5,3	3,5
Pb	5,2	6,2	7,5	16,7
Zn	103	139	104	60
Ni	21,8	3,5	4	3,5
Ba	729	865	1053	909
Be	1	2	3	2
Co	10,4	4,1	5,7	3
Cs	3,1	0,3	5,1	2,6
Ga	17,5	28,7	23,3	17,9
Hf	11,6	31,5	14,5	7,2
Nb	18,4	79,8	19,9	16,1
Rb	182,7	200,3	275,1	225,8
Sn	3	10	7	3
Sr	140	133	206,7	116,1
Ta	1,2	3,4	1,5	1,7
Th	23,2	56,2	37	28,8
U	4	7	5,2	16,2
V	72	12	45	21
W	9	9,2	7,8	11,5
Zr	373,7	918,1	480,9	217,5
Y	57,1	266,2	37,3	38,5
La	55,7	389,2	69,6	53,7
Ce	112,2	716,7	172,9	115
Pr	14	88,43	19,13	13,57
Nd	54,5	322,3	69,4	48,3
Sm	9,86	55,06	11,42	9,08
Eu	1,51	3,35	1,33	0,73
Gd	8,94	46,38	8,41	7,34
Tb	1,54	7,97	1,26	1,17
Dy	9,48	47,96	6,05	6,34
Ho	1,9	9,4	1,15	1,21
Er	5,77	26,7	3,27	3,32
Tm	0,93	4,08	0,54	0,53
Yb	5,69	25,22	3,46	3,32
Lu	0,85	3,73	0,54	0,52

Tabela 7 - Concentrações de elementos maiores (% em peso), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) em granitos da fácies Alto Guarajús.

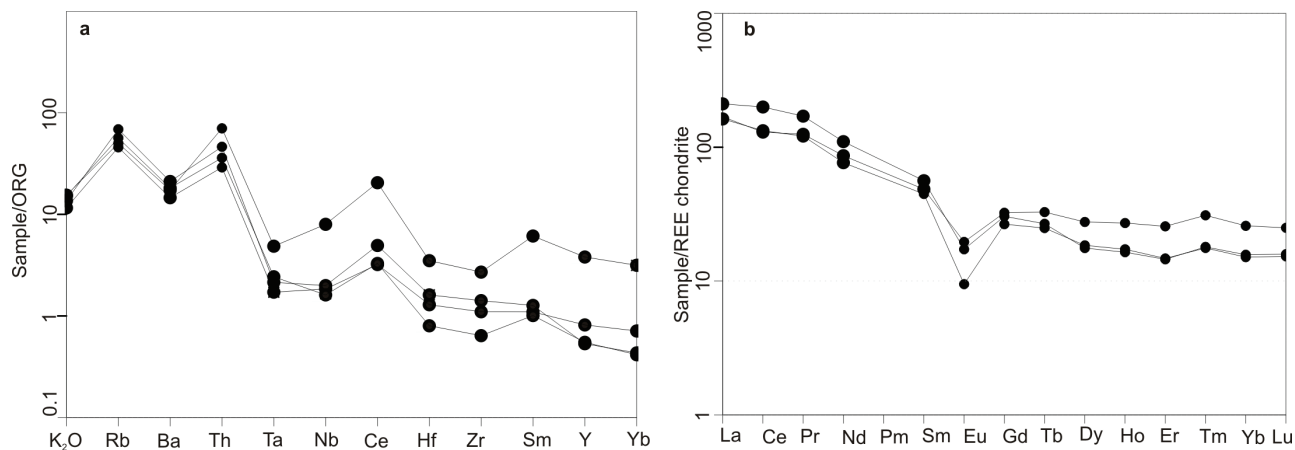


Figura 33 - (a) Representação dos granitos Alto Escondido no diagrama normalizado aos Granitos Orogênicos de Pearce et al. (1984); (b) Padrões de elementos terras raras, normalizados pelos valores condriticos de Nakamura, 1974.

No diagrama classificatório de ambiência tectônica de Pearce et al., (1984), os granitóides da Suíte Alto Escondido distribuem-se no campo dos granitos intra-placa e pós-colisionais (fig. 34).

3.2.6.5 Características Geofísicas

Os litotipos da unidade refletem níveis radiométricos elevados no canal de potássio, tório, contagem total e no diagrama ternário do K, Th e U. Na primeira derivada vertical do campo magnético total, os corpos graníticos truncam a estruturação dada pelo alinhamento das anomalias magnéticas das rochas do embasamento.

3.2.6.6 Dados Geocronológicos e Correlações

Os dados geocronológicos existentes são derivados de uma amostra de monzogranito de granu-

lação grossa, que apresenta foliação de fluxo ígneo. A amostra GR-198 está localizada no limite norte da folha Pimenteiras, no corpo granítico em continuidade física para dentro da folha Vilhena. Trata-se de um biotita monzogranito, foram efetuados dez spots e analisados dez grãos. Os zircões desta amostra forneceram uma idade no intersepto superior da concordância, forçada na origem, com 1329 ± 18 Ma.

Esta idade deve corresponder ao evento ígneo que formou o monzogranito estudado. As razões, relativamente elevadas de U/Th (0.59-1.07) são compatíveis com uma origem ígnea. Um sienogranito pertencente a Fácies Alto Guarajús (GR 622) forneceu idade U-Pb de 1362 ± 24 Ma, a qual é interpretada como idade de cristalização.

Comparativamente, duas outras amostras analisadas da mesma suíte, na folha Pimenteiras, apresentaram resultados semelhantes: (GR-94), monzogranito com incipiente foliação de fluxo magmático, que foi

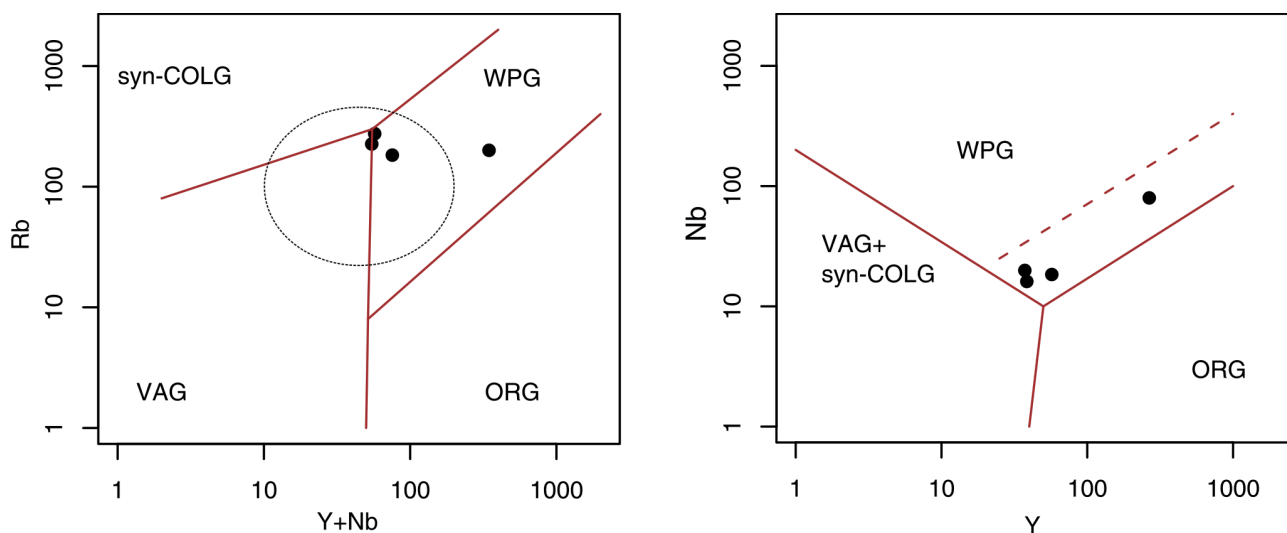


Figura 34 - Amostras representativas dos granitos plotadas no diagrama de classificação tectônica, sugerido por Pearce et al. (1984).

analisada e datada pelo método U-Pb. O intercepto superior da discórdia forneceu idade de 1340 ± 3 Ma e (GR-33), um sienogranito equigranular de estrutura maciça o qual forneceu idade U-Pb de 1337 ± 4 Ma.

Portanto, as rochas desta suíte podem ser correlacionadas com o maciço Jirau (1322 ± 2 Ma) da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas, que ocorrem no extremo noroeste de Rondônia. Rizzotto & Oliveira, (2005) sugerem que esse magmatismo granítico do Jirau representa os estágios finais da Orogenia Rondoniana-San Ignacio.

3.2.7 Suíte Intrusiva Rio Pardo

3.2.7.1 Comentários Gerais

A caracterização da unidade foi proposta por Silva *et al.* (1992) a qual reúne rochas graníticas subalcalinas a alcalinas, tardicinemáticas da região sudeste de Rondônia. Os autores acima referidos subdividiram a suíte em três fácies designadas de São Pedro, Rio Pardo e São Luiz. As áreas-tipo ocorrem na folha SC.20-Z-C-VI, entre as linhas do INCRA 176, 180, 184 (km 12 a 17 a sul da linha 25), 204 e 208 (km 14 a 20), nas proximidades das cidades de Alta Floresta e Santa Luzia d'Oeste. No presente trabalho, adotou-se a mesma denominação para os granitos que apresentam semelhança lito-estrutural e mineralógica, associadas às relações de campo.

3.2.7.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

No extremo noroeste da folha Vilhena, ocorrem 3 pequenos corpos de composição sienogranítica, intrusivos nos granitóides da suíte São Felipe e nos xistos do Complexo Trincheira. O sienogranito apresenta enclaves de augen-gnaiss da suíte São Felipe.

3.2.7.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

As rochas da suíte ocorrem na forma de matações subarredondados, exibindo moderada foliação ígnea dada pelo alinhamento da biotita e dos cristais de feldspato. Enclaves subangulosos de granitóides deformados são relativamente comuns. Granitos de granulação fina e de coloração cinza, com foliação ígnea incipiente, ocorrem na forma de apófises no interior dos augen-gnaisses da suíte São Felipe. Entretanto, apresentam uma variação textural em função do seu posicionamento tectono-magmático. Ocorrem corpos com foliação magmática superimposta por uma foliação metamórfica em estágio magmático/submagmático, e corpos com foliação metamórfica impressa no estágio solidus.

Apresentam composição predominantemente sienogranítica, leucocráticos, cinza claro a róseos, finos a grossos, por vezes porfiríticos. Possuem textura granular hipidiomórfica a granoblástica alongada nas porções mais deformadas. Mostram um alinhamento de minerais ígneos, comumente euédricos, paralelos aos contatos externos das intrusões. Os cristais de feldspato alcalino mostram microestruturas ígneas como zonação oscilatória e os minerais máficos hornblenda e raramente biotita ocorrem geralmente alinhados. As texturas dominantes são hipidiomórficas seriadas e as porfiríticas não são raras. Dominam as variedades hipersolvus (sienogranitos) representadas por microclínio mesopertítico. Nas variedades subsolvus (monzogranitos), que são raras, os feldspatos são microclínio e oligoclásio. A textura metamórfica superimposta é do tipo granoblástica-alongada acompanhada por deformações intracristalinas com extinção ondulante e *kink bands* nos cristais de feldspato e quartzo. Seus constituintes essenciais compreendem plagioclásio (An_{10-30}), microclínio, quartzo, biotita e hornblenda varietal, e os acessórios são titanita, apatita, allanita e zircão. Epidoto, clorita e mica branca são produtos de alteração. O microclínio ocorre como porfiroclasto lenticular com efeitos visíveis de deformação e recristalização principalmente nas suas bordas onde se observa geração de subgrãos e recuperação. Também são freqüentes exsoluções de lamelas de albita (pertitas).

3.2.7.4 Características Geofísicas

As rochas graníticas da unidade, apesar de pequena área aflorante, exibem altos valores radiométricos nos canais de potássio e tório. Entretanto, quando os mesmos estão intrusivos nos augen-gnaisses da suíte São Felipe, os sinais radiométricos se equiparam não apresentando destaque. Da mesma forma, não apresentam anomalia magnética.

3.2.7.5 Dados Geocronológicos e Correlações

Resultados isocrônicos Rb-Sr obtidos por Silva *et al.* (1992) em amostras da suíte, na área-tipo, forneceram idades entre 1016 ± 30 Ma e 982 ± 31 Ma, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,704. Por outro lado, dados U-Pb obtidos por Rizzotto (1999), em outro corpo a sul daqueles descritos pelo autor acima, em quatro frações de zircão de um monzogranito porfirítico, forneceram a idade de 1005 ± 41 Ma e idade-modelo Sm/Nd de 1,50 Ga, com $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ = + 0,50. No presente trabalho, foi datado um sienogranito situado na fazenda Rondônia, na linha 65, onde os cristais de zircão forneceram idade de cristalização de 1010 ± 15 Ma (fig. 35), portanto concordante com as idades obtidas anteriormente para as rochas da suíte.

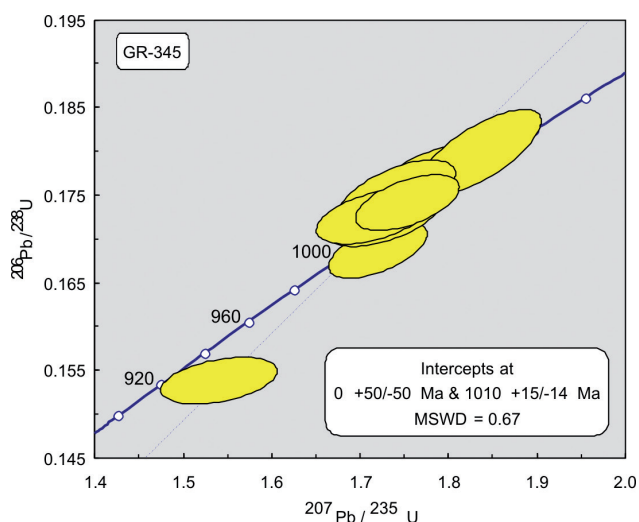


Figura 35 - Diagrama concórdia exibindo a idade dos cristais de zircão do sienogranito da Suíte Rio Pardo.

Os granitos da referida suíte podem ser correlacionados com aqueles da Suíte Intrusiva Santa Clara que ocorrem no centro-leste de Rondônia.

3.2.8 Formação Alto Tanaru

3.2.8.1 Comentários Gerais

Dados da literatura geológica regional no sudeste de Rondônia, a respeito da descrição de filitos e/ou de rochas metamórficas pelíticas de baixo grau são encontrados no Projeto RADAMBRASIL, Folha Porto Velho (Leal *et al.* 1978). No referido projeto, há apenas citações de rochas de baixo grau na região do rio Comemoração, no limite norte da folha Vilhena, onde os autores do referido projeto denominaram de “epimetamorfitos do Comemoração”.

No presente trabalho, na área onde estava cartografada como rochas do Complexo Basal, descreve-se uma seqüência de rochas pelíticas de baixo grau metamórfico com contribuição vulcânica subordinada, as quais foram individualizadas em duas fácies: filitos e metatufos a cristal, as quais tem como área-tipo, a Rodovia do Progresso, nas imediações da Fazenda União, bacia hidrográfica do rio Tanaru. Assim sendo, sugere-se uma nova unidade litoestratigráfica denominada de Formação Alto Tanaru.

3.2.8.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

As rochas vulcano-sedimentares da Formação Alto Tanaru distribuem-se em uma faixa estreita e alongada de direção noroeste-sudeste por aproximadamente 60km e possuindo em média, 6 a 8 km de largura, posicionada entre os anfíbolitos Meso-proterozóicos do Complexo Trincheira a sul e os ba-

saltos Mesozóicos da Formação Anari a norte. Os afloramentos da unidade são bastante escassos e precários, tendo em vista o alto grau de intemperismo por sobre as rochas pelíticas e a baixa resistência das mesmas aos agentes intempéricos. As melhores exposições são observadas em alguns trechos da rodovia do Progresso, entre a fazenda Cerejeiras e Fazenda Nova União. O contato com os anfíbolitos é por falha transpressiva e são encobertos parcialmente pelos basaltos da Formação Anari e pelos arenitos eólicos da Formação Rio Ávila.

3.2.8.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

Na seqüência pelítica predominam os filitos cinza-esverdeados os quais mostram-se avermelhados quando intensamente intemperizados. Raramente encontra-se afloramento de rocha preservada da alteração intempérica, ocorrendo normalmente apenas um saprólito bandado com alternância de bandas avermelhadas e cinza esverdeadas (fig. 36a). As rochas filíticas mostram-se com uma trama xistosa, em lentes sigmoidais, com xistosidade em alto ângulo de mergulho tendendo a vertical. Veios de quartzo ocorrem esporadicamente e são subconcordantes com a xistosidade. Microfraturas são preenchidas por caulim. A associação dos filitos com lentes de metatufos a cristal e pequenos corpos de dacitos, é sugestivo que os filitos possam ser de derivação de tufo a cinza (fig. 36b). Os tufo a cristal também mostram-se altamente intemperizados, apresentando coloração cinza-escuro, contendo fenocristais de plagioclásio imersos em matriz afanítica (fig. 36c). Exibem incipiente foliação concordante com o trend regional. Apresentam bandamento composicional (S_0) preservado com camadas de matriz de granulometria fina, coloração cinza claro, alternando com camadas em que predominam cristais de plagioclásio por sobre a matriz (fig. 36d). Diminutas lentes sigmoidais de rocha dacítica porfirítica ocorrem intercaladas aos filitos.

O metamorfismo superimposto aos litótipos da seqüência é de temperatura compatível com a fácies xisto verde, onde é comum a presença de finas camadas de mica branca (sericita) alternadas com quartzo granoblástico. Nas vulconoclásticas há uma trama milonítica onde observam-se trilhas de epidoto e quartzo envolvendo porfiroclastos de plagioclásio.

3.2.8.4 Características Geofísicas

A seqüência metavulcano-sedimentar apresenta destaque radiométrico nos canais de potássio e no

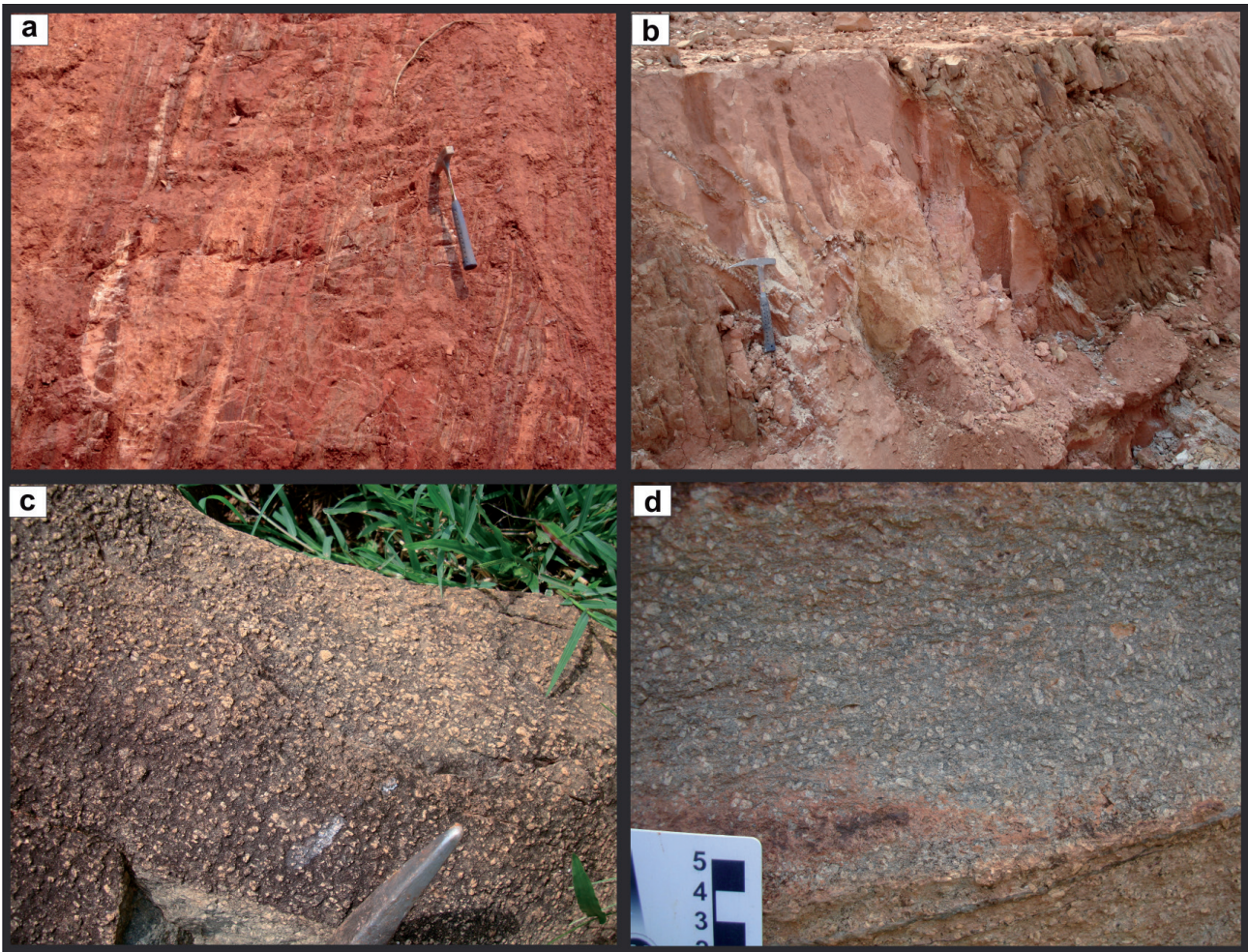


Figura 36 - (a) Alternância composicional do filito definida por camadas cinza esverdeado alternadas com camadas avermelhadas (Fazenda União - Rodovia do Progresso); b) filito com camadas na vertical intercalado com lente de tufo ácido a cinza; (c) piroclástica dacítica com destaque aos cristais de plagioclásio; (d) rocha piroclástica dacítica com textura porfirítica. Afloramentos na Rodovia do Progresso, nas proximidades da ponte de afluente da margem esquerda do rio Tanaru.

ternário (U, Th, K) em contraste com os baixos valores radiométricos do basalto Anari, que faz limite a norte. De outra forma, não apresentam anomalias magnetométricas.

3.2.8.5 Dados Geocronológicos e Correlações

Foram analisadas, pelo método U-Pb, 5 populações de zircões detríticos da amostra GR 692, que corresponde a uma rocha piroclástica dacítica, o qual forneceu as seguintes idades: 2,1Ba, 1,64Ba, 1460±7, 1349±19 e 510±8 Ma (fig. 37). A idade mais nova corresponde a idade máxima da rocha e é interpretada como época da deposição da seqüência vulcano-sedimentar Alto Tanaru. Os zircões que forneceram as idades mais antigas são provenientes das rochas do embasamento que ocorrem a norte-noroeste da folha Vilhena.

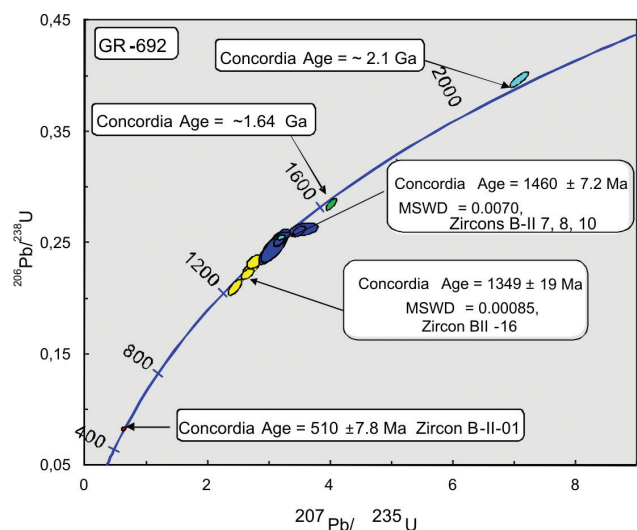


Figura 37 - Diagrama mostrando as idades das populações dos zircões detríticos da Formação Alto Tanaru.

3.2.9 Formação Corumbiara

3.2.9.1 Comentários Gerais

A presença de rochas sedimentares que ocorrem em contato direto com o embasamento cristalino foi descrita por Figueiredo *et al.* (1974). Durante a execução do Projeto Alto Guaporé, onde denominaram de Unidade eo-Paleozóico indiviso, para níveis conglomeráticos interdigitados com camadas de arenito, próximo do rio Jauru (MT). Durante a execução do mapeamento geológico da folha Pimenteiras, Rizzotto *et al.* 2010, definiram uma seqüência de rochas sedimentares que encobre as rochas cristalinas do embasamento, que ocorrem normalmente nas bordas da Bacia dos Parecis. Até então essa seqüência não havia sido cartografada. Portanto, para essa seqüência sedimentar, os autores acima citados propuseram a denominação de Formação Corumbiara para agrupar um pacote sedimentar de conglomerados e arenitos imaturos, intercamadados e interdigitados, que ocorrem geralmente numa faixa estreita que bordejia a porção meridional da Bacia dos Parecis, em Rondônia.

3.2.9.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Essa unidade ocorre de forma restrita ao sul da folha, onde os depósitos glaciogênicos que a compõe, representados por paraconglomerados e arenitos, ocorrem em contato direto com rochas do embasamento cristalino e estão sotopostos aos arenitos da Formação Rio Ávila e da Formação Utiariti. Ocorrem também num pequeno graben a sudoeste da folha, entre os anfibolitos Mesoproterozóicos do Complexo Trincheira e os basaltos Mesozóicos da Formação Anari, entre os domínios das fazendas Mequéns e Marília, além de diamictitos e camadas de carbonatos que ocorrem ao longo dos vales escavados pelo rio Tanaru, no seu alto curso. Os depósitos glaciais do tipo *dropstones* estão estratigraficamente sotopostos pelos basaltos da Formação Anari e em outras situações, diques de diabásio da mesma formação intrudem os arenitos conglomeráticos da Formação Corumbiara. As cotas topográficas dos afloramentos distribuem-se normalmente entre as altitudes de 280 a 340 metros que, grosso modo, são depósitos que seguem o paleo-relevo do embasamento.

3.2.9.3 Litótipos

A Formação Corumbiara é constituída por pacotes não muito espessos de conglomerados polimícticos imaturos (diamictitos; fig 38a), mal seleciona-

dos, interdigitados e/ou sobrepostos por arenitos feldspáticos também imaturos (fig. 38b). Os seixos e calhaus dos conglomerados apresentam formas e tamanhos variados e são constituídos por rochas do embasamento: quartzitos, gnaisses, granitos, xistos, quartzo leitoso e raros anfibolitos (fig. 38c,d).

Os conglomerados gradam para arenitos feldspáticos de granulometria média a grossa, por vezes contendo níveis conglomeráticos, que apresentam estratificação plano-paralela, cruzada planar e cruzada acanalada (fig. 38b). Níveis de areia grossa com seixos arredondados de calcedônia e quartzo constituem sets de 10 a 20 cm de espessura, intercalados nos conglomerados. Estes níveis, por vezes, mostram truncamento das camadas sugerindo atividade tectônica sin-sedimentar. Brechas sedimentares, de origem proximal, também fazem parte desse pacote, muito embora sejam bastante raras, as quais contém fragmentos angulosos, geralmente com mais de 5 cm em tamanho, de anfibolito, xisto, granito e quartzo de veio. A matriz dos diamictitos é de granulometria média composta por material areno-argiloso caulinizado (fig. 38c). Esses depósitos sedimentares geralmente acompanham o paleo-relevo definido pelas rochas do embasamento e em alguns locais os mesmos encontram-se confinados em pequenas depressões (algumas dezenas de metros) originadas por abatimento de blocos.

Portanto, pelas características acima descritas, os litótipos da Formação Corumbiara sugerem uma origem a partir de sistemas deposicionais em ambiente glacial onde os arenitos arcossianos e/ou caulínicos são indicativos de fonte proximal a partir de rochas graníticas.

Capeando os diamictitos ocorre uma delgada camada de calcário (ou dolomito) que chega a atingir 3 a 4 metros de espessura. São calcários laminados, com laminação plano-paralela (fig. 39a), granulometria fina, contendo níveis milimétricos de argilito avermelhado (fig. 39b). A distribuição em área dos calcários é muito restrita e não pode ser cartografada na escala de trabalho de 1:250.000. Entretanto, a nível regional, camadas mais espessas foram descritas na região que compreendo o município de Parecis (rio Ararinha- CPRM, relatório interno).

A hipótese sugerida para a deposição dos carbonatos é que houve uma drástica mudança climática naquela época (passando do clima glacial para clima quente) com conseqüente deposição de camadas carbonáticas por sobre os diamictitos glaciais. Na literatura, alguns autores sugerem que os carbonatos representam capas carbonáticas relacionadas às glaciações de baixas latitudes, com deposição de dolomitos rosados sobrepostos a diamictitos glaciais sem evidência de hiato (Fairchild, I.J. & Hambrey, M.J. 1984, Kennedy *et al.* 2001, Nogueira *et al.* 2003, 2007).

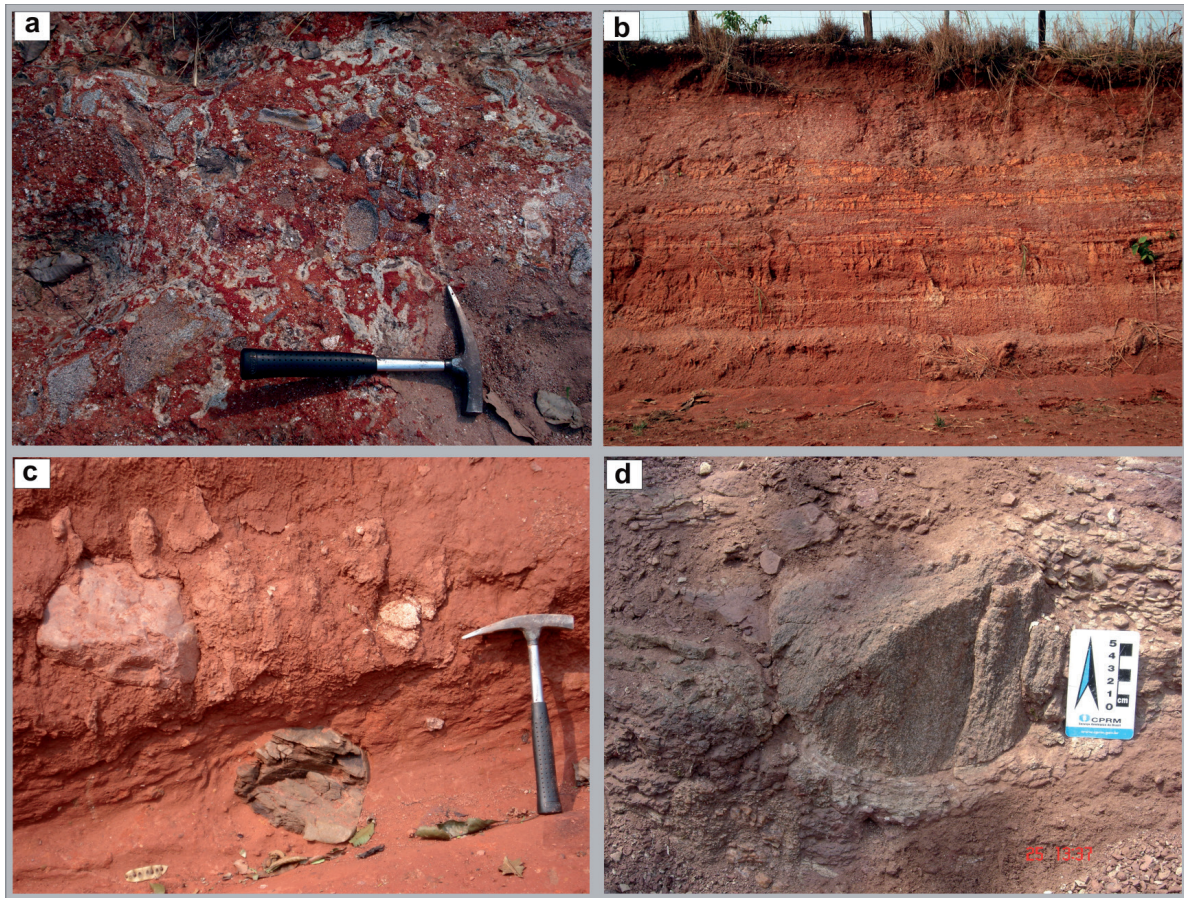


Figura 38 - (a) Afloramento em perfil de paraconglomerado contendo seixos diversos subangulosos em matriz arenosa parcialmente lateritizada; (b) Corte de barranco mostrando ciclos de arenitos conglomeráticos e lentes de arenitos finos. Rodovia RO-485, 23 km a leste de Corumbiara; (c,d) diamictitos com seixos e calhaus de rochas cristalinas do embasamento Rodovia do Progresso-Corumbiara.

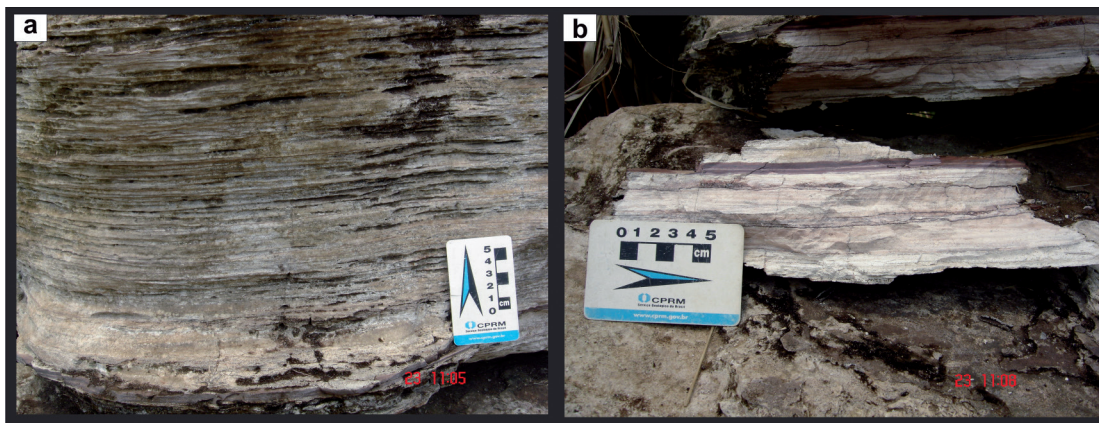


Figura 39 - Camada de calcário com laminação plano-paralela; (b) Detalhe da foto anterior exibindo níveis de argilito carbonático (camada escura).

3.2.9.4 Dados Geocronológicos e Correlações

Não se dispõem de dados geocronológicos, pois as rochas da referida unidade são afossilíferas. No Mapa Geológico de Rondônia (Quadros & Rizzotto, 2007) posicionam a referida unidade no Jurássico como unidade basal da Bacia dos Parecis. Figueiredo *et al.* (1974), colocam unidades semelhantes

que ocorrem no sudoeste do Mato Grosso no eo-Paleozóico Indiviso. Neste trabalho, devido a sua semelhança tanto nos litotipos quanto nas estruturas sedimentares, correlaciona-se com a Unidade eo-Paleozóico indiviso do sudoeste de Mato Grosso. Portanto, passa a ser posicionada temporalmente no início do Paleozóico.

3.2.10 Formação Pimenta Bueno

3.2.10.1 Comentários Gerais

A denominação de Formação Pimenta Bueno foi proposta por Leal *et al.* (1978) e redefinida por Quadros & Rizzotto (2007). Apresenta ampla área aflorante abrangendo os municípios de Cacoal, Pimenta Bueno, Rolim de Moura, Parecis, Primavera do Oeste, Corumbiara, nos domínios do gráben Pimenta Bueno e do Colorado. Na folha Vilhena, a formação Pimenta Bueno se restringe aos domínios do Gráben do Colorado.

3.2.10.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Os litotipos da Formação Pimenta Bueno distribuem-se a sul da falha do Araras, a qual limita a norte o Gráben do Colorado. Boas exposições são observadas ao longo dos rios Cajueiro, Pimenta Bueno e São Pedro e nas estradas vicinais Linha 24, Linha 65, do município de Parecis. O contato inferior da formação é por não-conformidade com as rochas do embasamento cristalino e o limite superior é por discordância erosiva com os arenitos da Formação Fazenda Casa Branca.

3.2.10.3 Litótipos

A Formação Pimenta Bueno, nos limites da folha Vilhena, é constituída por pacotes espessos de ritmitos (fig. 40a) onde alternam-se níveis centimétricos de arenito fino rosado com laminação plano-paralela, siltitos laminados avermelhados e um nível centimétrico de argilito marron-chocolate, finamente laminado, por vezes com microestratificação cruzada acanalada (fig. 40b). Separando os níveis, ocorre, geralmente um nível milimétrico a base de mica branca. Em áreas distintas ora predomina pacote do arenito fino, ora predomina pacotes de argilitos. O argilito ou folhelho mostra-se físil, fraturado, com processo de desferrificação ao longo das fraturas. Nas camadas de arenito fino observam-se estruturas de granocrescência ascendente. Há uma variação na coloração dos siltitos quando estão em zonas de maior concentração de águas superficiais, onde os mesmos adquirem uma coloração creme e com frequência exibem níveis milimétricos de mica, além de planos de laminação plano-paralelo e também com planos de estratificação cruzada acanalada de pequeno porte (3 a 10cm) (fig. 40c). Não menos comum é a presença de marcas de ondas assimétricas suaves nos siltitos e processos localizados de bioturbação. Nos argilitos marron-avermelhados por vezes observa-se

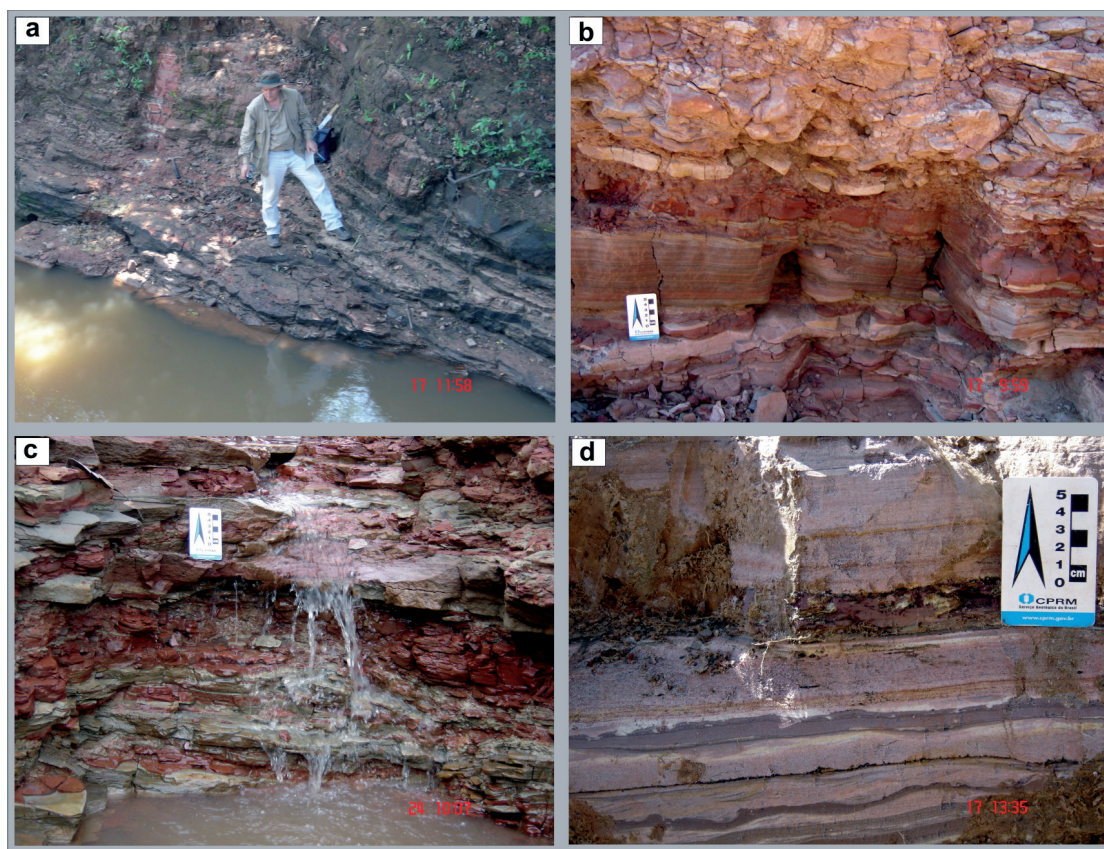


Figura 40 - (a) visão geral dos afloramentos do pacote de ritmitos da Fm. Pimenta Bueno; (b) alternância de siltitos e folhelhos na parte inferior; logo acima, siltito laminado e argilito marron, e por fim, arenitos finos na parte superior do pacote sedimentar; (c) alternância de siltitos creme e argilitos avermelhados; (d) laminação convoluta nos níveis de argilito.

laminação convoluta abaixo da camada de arenito. Como as camadas convolutas ocorrem entre camadas de arenito fino sem deformação sugere-se que a deformação foi contemporânea à deposição, ocasionada pela liquefação e/ou sobrecarga de camadas com maior densidade (arenitos) sobre camadas plásticas e de menor densidade (argilitos) (fig. 40 d).

3.2.10.4 Características Geofísicas

A resposta radiométrica das camadas de argilito, folhelho e siltito é bastante expressiva, predominantemente no canal de tório, potássio e urânio. Já os arenitos finos exibem melhor definição radiométrica no canal de potássio. A magnetometria não apresenta nenhum destaque.

3.2.10.5 Dados Geocronológicos e Correlações

A idade atribuída para esta formação é permocarbonífera segundo os dados de Pinto Filho *et al.* (1977), os quais descrevem uma assembléia de pólenes filiados aos grupos de vegetais Pterophyta e Lycopodophyta encontrados em arenitos sobrepostos aos folhelhos marrom-chocolate, na região de Pimenta Bueno, os quais foram enquadrados na unidade PCI descrita pelos mesmos. Entretanto, Cruz (1980) em estudo palinológico de uma amostra de folhelho escuro carbonoso coletado próximo do rio Machado, entre Cacoal e Vista Alegre, revelou a presença de microrganismos componentes do paleofitoplancton filiados aos Acritarchas, Gênero Synsphaeridium sp. Para tais formas, a autora sugeriu idade eopaleozóica (silurodevoniano). No presente trabalho, não foram detectadas nenhuma forma fossilífera nas rochas sedimentares da Formação Pimenta Bueno, que afloram na folha Vilhena. Portanto, a posição cronoestratigráfica da referida unidade é ainda incerta.

3.2.11 Formação Pedra Redonda

3.2.11.1 Comentários Gerais

A descrição de uma unidade de origem glacial no sudeste de Rondônia foi efetuada por Leal *et al.* (1978) sob a denominação de fácies Pedra Redonda, que a incluíram na Formação Pimenta Bueno. Posteriormente, Pinto Filho *et al.* (1978) descreveram, naquela região, os tilitos da Unidade PCII. Mais recentemente, Quadros & Rizzotto (2007), elevaram a fácies Pedra Redonda a categoria de Formação, suportados pelas características distintas tanto paleoambientais, como deposicionais e estratigráficas. A unidade possui como área-tipo, ao longo do médio curso do rio Pimenta Bueno, nos limites da fazenda Pedra Redonda, estendendo-se como estreita faixa na borda norte do Gráben Pimenta Bueno.

3.2.11.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

As rochas sedimentares de origem glacial da Formação Pedra redonda distribuem-se no extremo no-

roeste da folha Vilhena, na borda norte da Gráben do Colorado, onde os diamictitos e *dropstones* recobrem parcialmente a falha do Araras.

3.2.11.3 Litótipos

Dentre os litótipos constituintes da Formação Pedra Redonda destacam-se os diamictitos, os quais afloram em pacotes mais expressivos em superfície em relação aos outros tipos litológicos. São constituídos por matriz argilo-arenosa, de coloração marron-avermelhada, sem estruturação, contendo seixos, calhaus e matações subangulosos de rochas de diversas origens e composição tais como gnaiss, granito, anfíbolito, folhelho, calcário, quartzo leitoso, entre outros (fig. 41a).

A unidade dropstone, por sua vez, é representada por folhelhos e siltitos intercalados com lentes delgadas de arenito fino micáceo, de estratificação plano-paralela, por vezes essa estratificação mostra-se deformada localmente pela presença de seixos e calhaus pingados, de diâmetro variando desde centímetros até decimétricos. Subordinadamente, ocorrem arenitos conglomeráticos suportados por matriz carbonática, de estratificação cruzada de pequeno porte, marcada pela concentração de material grosseiro ao longo dos planos (fig. 41b). Essa camada de arenito ocorre localmente capeando os diamictitos sem discordância angular ou erosiva.

3.2.11.4 Características Geofísicas

Tanto os diamictitos quanto os *dropstones* apresentam forte anomalia no canal de potássio. Nos canais de urânio e tório não há destaque e da mesma forma para a magnetometria.

3.2.11.5 Dados Geocronológicos e Correlações

Nas amostras de rochas sedimentares de origem glacial da Formação Pedra Redonda não foram identificados nenhum registro fóssil. Entretanto, durante a execução do Projeto Sudeste de Rondônia, Pinto Filho *et al.*, (1977) analisaram pólenes da matriz dos tilitos da Bacia de Pimenta Bueno e indicaram uma assembléia vegetal atribuída ao Permocarbonífero. Portanto, por semelhança aos depósitos glaciais da Bacia de Pimenta Bueno, os diamictitos e *dropstones* da Formação Pedra Redonda são também posicionados no Neopaleozóico.

3.2.12 Formação Fazenda Casa Branca

3.2.12.1 Comentários Gerais

O pacote de rochas sedimentares constituídas por arenitos ortoquartzíticos, arenitos feldspáticos, siltitos, argilitos e conglomerados que ocorrem na região de Pimenta Bueno e Vilhena foram agrupadas na unidade PCIII por Pinto Filho *et al.* (1977). Leal *et al.* (1978) durante a execução da folha Porto Velho, Projeto RADAMBRASIL, descrevem a ocorrência de ro-

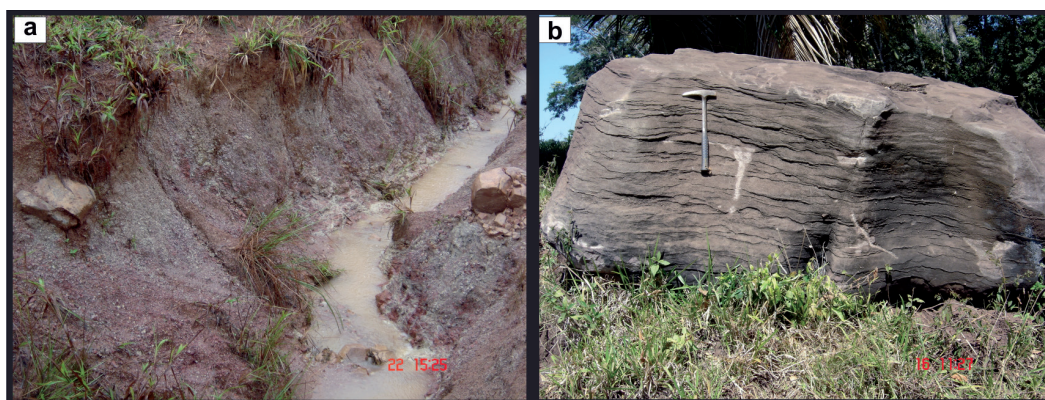


Figura 41 - (a) diamictito de matriz siltico-argilosa com calhaus de gnaiss e quartzo leitoso; (b) arenito conglomerático de matriz carbonática, constituindo a parte superior do pacote dos diamictitos.

chas semelhantes às da unidade PCIII de Pinto Filho *et al.* (1977) e denominam de Arenito da Fazenda Casa Branca. Posteriormente, Siqueira (1989) definiu uma das seções-tipo da Formação Casa Branca como situadas na cachoeira do Apertado, no rio Comemoração.

3.2.12.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Os litótipos que compreendem a referida unidade distribuem-se, predominantemente, no noroeste da folha Vilhena. As principais exposições encontram-se no médio a alto curso do rio Comemoração; ao longo da RO-495, nas imediações do igarapé Rico e Rio São Pedro e próximo do entroncamento da Linha 65 com RO 494. O contato inferior é brusco com os folhelhos da Formação Pimenta Bueno e contato discordante com os arenitos da Formação Rio Ávila que os recobrem. Sill de diabásio é intrusivo nos siltitos da Formação Casa Branca.

3.2.12.3 Litótipos

A porção basal da formação é composta por conglomerados polimíticos sustentados por clastos de quartzo, quartzito, granito e gnaiss. Os mesmos são recobertos por arenitos de estratificação plano-paralela, cruzada acanalada e tabular de pequeno porte, com granocrescência ascendente, avermelhados a arroxeados, micáceos, finos a muito finos, ortoquartzíticos e/ou feldspáticos, além de conter grãos subarredondados a subangulosos, de esfericidade baixa a média (fig. 42a). Apresentam níveis de grânulos de quartzo na porção basal dos sets. São frequentes as intercalações de siltitos avermelhados de laminação plano-paralela, contendo lentes centimétricas de arenito (fig. 42b). Os argilitos são subordinados e ocorrem como camadas métricas a decamétricas intercaladas nos arenitos. O ambiente deposicional dos sedimentos da unidade é fluvial, com depósitos de barras de canal (arenitos), resíduos de canal (conglomerados) e de planície de inundação (pelitos).

3.2.12.4 Características Geofísicas

Os arenitos da Formação Fazenda Casa Branca apresentam valores radiométricos (nos canais de U, Th e K)

bastante inferiores quando comparados aos siltitos e folhelhos da Formação Pimenta Bueno. Da mesma forma se aplica para os valores magnetométricos.

3.2.12.5 Dados Geocronológicos e Correlações

Os dados disponíveis na literatura (Pinto Filho *et al.*, 1977, Leal *et al.* 1978) apontam para um posicionamento temporal no permocarbonífero, por correspondência aos fósseis de *Psaronium sp.* descritos por Olivatti & Ribeiro Filho (1976).

3.2.13 Grupo Parecis

3.2.13.1 Histórico e Comentários Gerais

A primeira referência as rochas sedimentares da Chapada dos Parecis se deve a Oliveira (1915), o qual se refere como Arenito dos Parecis, que ocorrem na chapada homônima. Após este trabalho pioneiro, vários outros trabalhos se sucederam no intuito de definir a seqüência estratigráfica, definição de ambiente deposicional e investigação de possível presença de hidrocarbonetos. Nesse sentido, destacam-se os trabalhos executados por Oliveira & Leonardos (1943), os quais elevaram esta unidade a categoria de formação, sendo “constituída de camadas interestratificadas de arenito vermelho ou amarelado, contendo concreções silicosas, entre as quais predominam pederneiras, - e escassas camadas de argila arenosa”. Ribeiro Filho & Figueiredo (1974), subdividem a Formação Parecis em duas fácies: inferior, com conglomerado basal passando a arenitos feldspáticos com estratificação cruzada e, superior, composta por arenitos ortoquartzíticos com níveis de siltitos e conglomerados finos. Padilha *et al.*, (1974) descrevem a Formação Parecis com um membro basal eólico e outro superior fluviolacustre, composto por arenitos e conglomerados e estimam para aquela seqüência sedimentar uma espessura não superior a 150 metros. Pinto Filho *et al.*, (1977) redefinem a formação supracitada e separam-na em duas novas unidades litoestratigráficas: a inferior, de origem eólica, denominam de Formação Botucatu, por semelhança com os arenitos homônimos da Bacia do

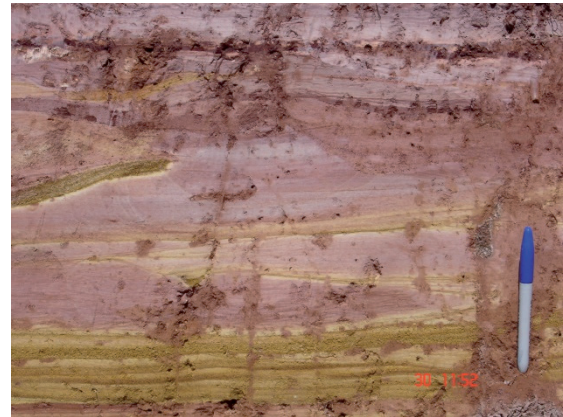
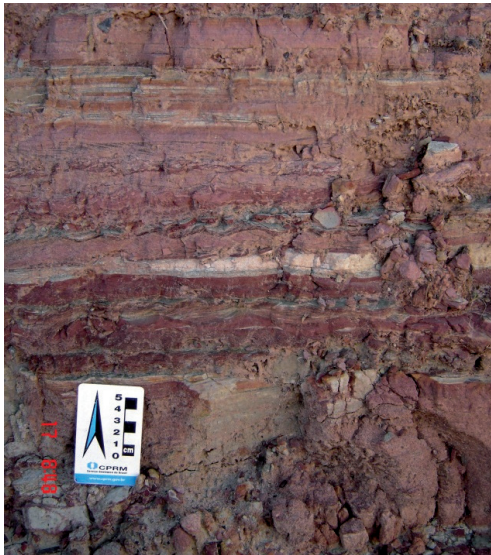


Figura 42 - (a) porção inferior da foto, camada de arenito fino com laminação plano-paralela, sobreposto por nível de siltito vermelho-escuro, alternado com arenito fino. (b) siltito de laminação plano-paralela com lentes de arenito (amarelo-ocre)

Paraná e a superior, de natureza fluviolacustre, mantiveram a denominação de Formação Parecis.

Em um perfil geológico levantado ao longo da rodovia que liga a BR-364 e a cidade de Colorado d'Oeste, Pedreira & Bahia (2004), descreveram a Formação Parecis como composta por intercalação de arenitos seixosos com estratificação cruzada tabular de grande porte e argilitos ou arenitos argilosos e sugerem uma espessura total do pacote sedimentar de 200 metros. No mapeamento geológico da Folha Pimenteiras, Rizzotto *et al.*, 2010, redefiniu a Formação Parecis levando-a à categoria de grupo, o qual por sua vez na referida folha, é subdividido em duas formações, a saber, da base para o topo: Formação Rio Ávila e Formação Utiariti. A espessura total estimada para o pacote sedimentar do Grupo Parecis é de 280 metros. Fazendo parte desse mesmo Grupo, agrupados na Formação Anari, ocorre uma associação de rochas básicas, em forma de um extenso *sill*, representada por basaltos, diabásios e raros gabros.

3.2.14 Formação Anari

3.2.14.1 Comentários Gerais

Os basaltos que ocorrem na cachoeira 15 de Novembro, no rio Pimenta Bueno, e no Salto do Anari (Hidrelétrica da cidade de Chupinguaia) foram designados por Pinto Filho *et al.* (1977) como Basalto Anari. Posteriormente, Scandolara *et al.* (1999) enquadraram estas rochas na Formação Anari. Estas rochas ocorrem como soleiras de até 50 m de espessura que se estendem por uma área de mais de 2000 Km², e são intrusivas na Formação Pimenta Bueno e no Grupo Parecis (Romanini, 2000). Segundo este mesmo autor, efeitos de contato das soleiras compreendem a sulfetação dos pelitos da Formação Pimenta Bueno e formação de níveis ricos em manganês e silicificação de arenitos da Formação Rio Ávila (Grupo Parecis).

3.2.14.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

A soleira basáltica encontra-se distribuída na porção centro-ocidental da folha Vilhena, compondo uma área aflorante de 3.300km², onde os basaltos e diabásios mostram-se, em parte, encobertos pelos arenitos eólicos da Formação Rio Ávila, predominantemente nas áreas planas, enquanto que nas ravinas escavadas pela rede de drenagens, afloram os basaltos. O contato das rochas vulcânicas e hipabissais Anari é intrusivo nos argilitos e siltitos da Formação Pimenta Bueno. Da mesma forma, é intrusivo nos arenitos e siltitos da Formação Fazenda Casa Branca, nos conglomerados da Formação Corumbiara (fig. 43a,b) e encontra-se encoberto pelas camadas de arenito da Formação Rio Ávila. Na zona de contato do basalto com os arenitos, geralmente se observa estreita faixa de metamorfismo de contato, onde o arenito torna-se bastante endurecido, com desenvolvimento de níveis de silicite e de uma delgada camada de óxido de manganês terroso (fig. 44d).

3.2.14.3 Litótipos

Os litótipos que constituem a soleira máfica consistem de basaltos, diabásios e microgabros, onde a soleira mostra variações faciológicas, lateralmente e verticalmente, observadas pelas mudanças texturais. No Salto do Anari (hidrelétrica de Chupinguaia) (fig. 44a), a porção basal e intermediária da soleira têm textura granular média a porfírica, enquanto que o topo é microfanerítico. Basaltos ocorrem nas porções mais superficiais da soleira e são finos, cor cinza-chumbo a castanho-claro, com freqüentes disjunções colunares. Em alguns afloramentos, as rochas exibem esfoliação esferoidal e, por vezes, possuem porções vitrificadas. Os microgabros e diabásios ocorrem nas partes cen-

trais da soleira e contém fraturas preenchidas por sílica microcristalina e carbonatos (fig. 44b). Os afloramentos dessas fácies é geralmente na forma de blocos e matacões subarredondados, exibindo feições proeminentes de esfoliação esferoidal. Apresentam textura fanerítica fina, maciços, contendo microfenocristais arredondados de olivina em matriz fina de ripas de plagioclásio e opacos, além de amígdalas preenchidas por calcita (fig. 44c). Os basaltos diferem dos diabásios

pela granulação mais fina, esporádica presença de vidro e de amígdalas preenchidas por carbonato, sericita ou zeólitas. Nas zonas de maior alteração os basaltos adquirem coloração avermelhada, devido a oxidação dos minerais ferro-magnesianos. Também é comum nos basaltos a presença de fraturas e amígdalas preenchidas por carbonatos de cálcio e mais raramente, por carbonatos de cobre.



Figura 43 - (a) Dique de diabásio de coloração violácea, intrusivo nas camadas de arenito da Formação Corumbiara (travessão da linha 04-Corumbiara); (b) sill de basalto (parte inferior da foto) intrusivo nos arenitos finos da Formação Fazenda Casa Branca (sede da fazenda Marantá).

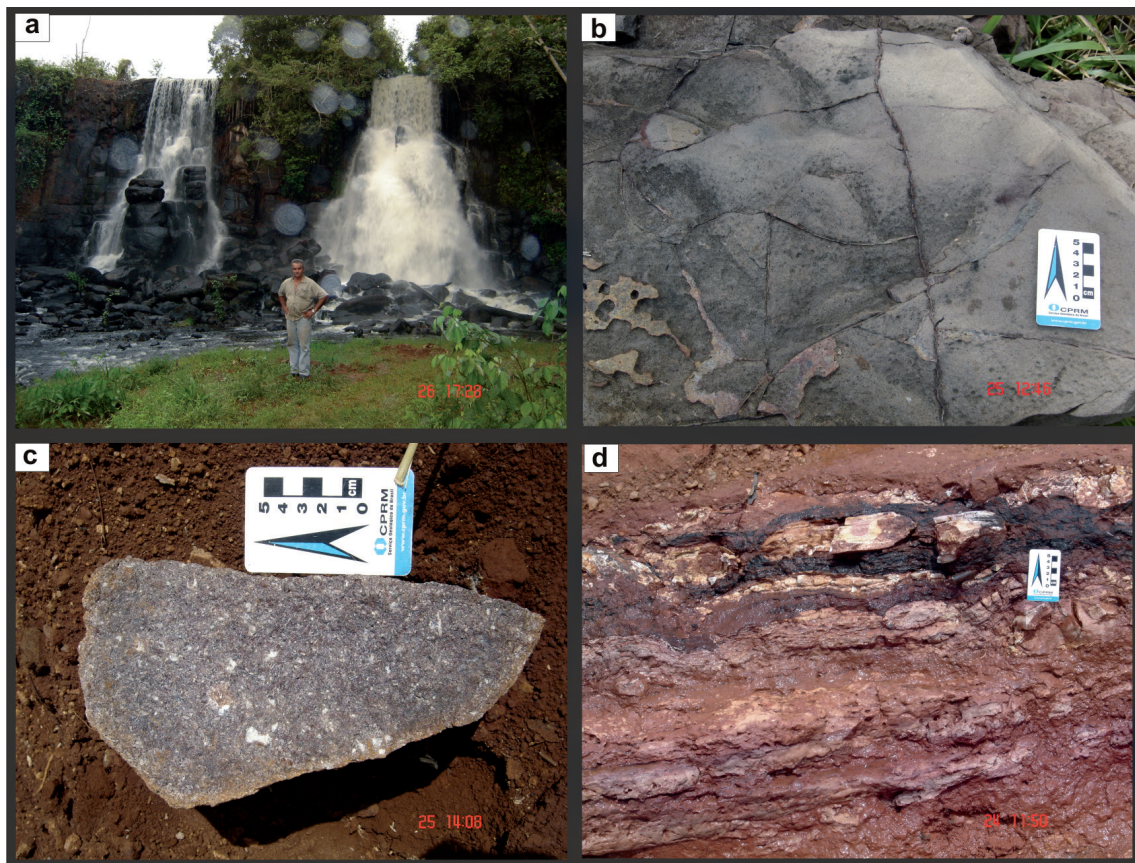


Figura 44 - (a) Soleira de basalto (espessura de 25 metros) no salto do Anari, hidrelétrica de Cupinguaia; (b) afloramento de basalto entrecortado por fraturas preenchidas por calcita; (c) feição textural de diabásio exibindo matriz fanerítica fina e amígdalas preenchidas por calcita; (d) arenito da Formação Fazenda Casa Branca silicificado pela intrusão do sill, contendo níveis de sílexito e manganês. Logo acima (não mostrado na foto) ocorre camada de basalto (linha 100, NW de chupinguaia).

3. 2.14.4 Litoquímica e Petrogênese

As rochas básicas analisadas são representadas por basaltos e diabásios. Ambas os litótipos mostram feições ígneas totalmente preservadas. As mesmas foram agrupadas conjuntamente, pois apresentam características químicas semelhantes, as quais podem ser visualizadas na tabela 8.

Os basaltos são caracterizados por apresentarem pouca variação no conteúdo de SiO₂ (48-51 wt.%), baixo MgO (5,8-6,9 wt.%), baixo Fe₂O₃ (9,3-12,8 wt.%), alto Al₂O₃ (13,8-16 wt.%), moderado a baixo TiO₂ (0,6-1,3 wt.%), CaO (9,6-10,8 wt.%) e Mg# varia de 50 a 56. Apresentam também baixos conteúdos em Ni, Co e Cr e valores intermediários de Cu.

Nos diagramas de classificação química, as máficas Anari ocupam o campo dos basaltos toleióticos (fig. 45a) e mostram o trend de enriquecimento em ferro característico dos magmas toleióticos (fig. 45b).

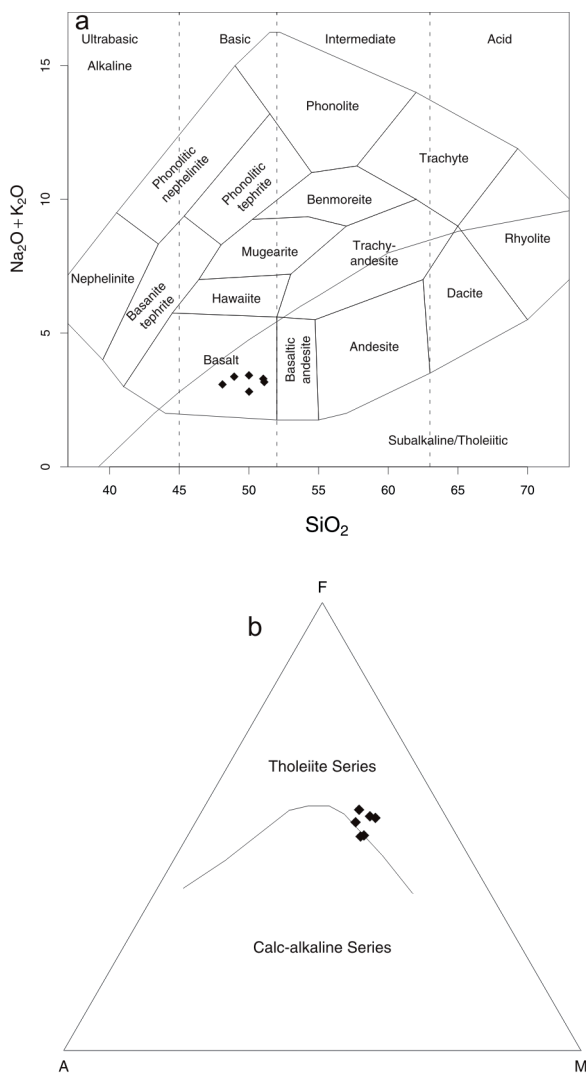


Figura 45 - (a) Diagrama de álcalis total x SiO₂ (Cox et al., 1979) mostrando a distribuição das máficas Anari no campo dos basaltos; (b) Diagrama AFM exibindo a distribuição das amostras nos basaltos da série toleiótica.

		GR-403	GR-717	GR-733	GR-741	JG-184	JG-206	GR-742
SiO ₂	%	51,03	48.10	48.94	50.01	51,1	50	49.18
Al ₂ O ₃	%	16,05	13.47	14.18	13.88	16,13	15,16	14.90
Fe ₂ O ₃	%	9,33	12.21	12.56	11.77	9,42	10,7	12.83
MgO	%	5,89	6.95	6.36	7.00	6,01	5,85	6.19
CaO	%	9,8	10.25	9.95	10.65	10,84	9,67	9.98
Na ₂ O	%	2,66	2.51	2.65	2.24	2,56	2,63	2.36
K ₂ O	%	0,63	0.57	0.72	0.57	0,61	0,79	0.69
TiO ₂	%	0,67	1.27	1.33	1.17	0,69	0,97	0.88
P ₂ O ₅	%	0,115	0.10	0.12	0.11	0,14	0,139	0.11
MnO	%	0,14	0.19	0.17	0.18	0,15	0,16	0.19
Cr ₂ O ₃	%	0,008	0.013	0.012	0.015	0,015	0,009	0.013
LOI	%	3,6	4.1	2.7	2.1	2,2	3,6	2.1
SUM	%	99,96	99.73	99.76	99.76	99,86	99,73	99.46
Mo	ppm	0,6	0.5	0.4	0.2	0,4	0,5	0.6
Cu	ppm	42,7	100.6	66.5	54.2	78,4	36,5	41.4
Pb	ppm	1,2	0.9	2.0	0.9	1,6	1,3	12.1
Zn	ppm	36	38	62	25	32	51	52
Ni	ppm	30,2	28.0	37.4	26.2	29,2	32,1	34.1
As	ppm	0,7	<0.5	1.4	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sc	ppm	32	43	42	41	35	34	37
Au	ppb	<0.5	1.2	50.7	<0.5	4,5	0,6	2.6
Ba	ppm	185	129	163	126	212	173	132
Be	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	ppm	34,6	43.6	42.6	44.9	37,9	39,7	42.1
Cs	ppm	0,6	0.5	0.5	0.3	0,4	0,7	0.3
Ga	ppm	17,9	17.1	18.2	16.9	17,5	17,3	18.8
Hf	ppm	2	2.2	3.0	2.6	2,3	2,2	2.2
Nb	ppm	3,6	4.9	6.9	5.7	4,1	4,7	11.4
Rb	ppm	17	15.8	19.8	16.1	17	28	21.4
Sn	ppm	<1	<1	1	<1	2	1	9
Sr	ppm	193	289.9	174.8	170.0	194	188	173.1
Ta	ppm	0,2	0.4	0.4	0.3	0,3	0,3	0.4
Th	ppm	1,6	1.5	1.5	1.4	1,8	2,3	1.3
U	ppm	0,3	0.5	0.7	0.5	0,6	0,4	0.4
V	ppm	202	395	355	335	208	266	271
W	ppm	3,2	4.3	2.6	1.8	3,8	3,2	<0.5
Zr	ppm	70,9	73.0	98.9	86.4	78,8	81	77.4
Y	ppm	53,4	27.6	29.5	29.4	29,5	25	1054.2
La	ppm	13,1	9.6	10.1	9.1	11,2	10,3	341.9
Ce	ppm	20	19.0	22.6	19.7	21,9	22	21.2
Pr	ppm	3,52	2.92	3.22	2.91	3,31	3,06	96.49
Nd	ppm	16,6	14.0	15.5	13.7	14,7	14,5	507.6
Sm	ppm	4,09	3.55	3.68	3.36	3,84	3,68	128.18
Eu	ppm	1,63	1.21	1.23	1.15	1,4	1,22	43.07
Gd	ppm	5,92	4.20	4.55	4.21	4,43	4,06	199.86
Tb	ppm	0,96	0.74	0.80	0.77	0,79	0,72	28.88
Dy	ppm	5,57	4.57	4.81	4.70	4,62	4,22	178.64
Ho	ppm	1,24	0.95	0.98	1.00	0,95	0,89	37.84
Er	ppm	3,68	2.46	2.73	2.81	2,69	2,61	99.88
Tm	ppm	0,49	0.40	0.43	0.43	0,39	0,38	13.53
Yb	ppm	2,92	2.44	2.64	2.61	2,34	2,29	75.38
Lu	ppm	0,45	0.35	0.40	0.41	0,35	0,34	10.97

Tabela 8 - Concentrações de elementos maiores (% em peso), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) em basaltos da Formação Anari.

No diagrama multielemental normalizado pelo N- MORB (Sun & McDonough, 1989), os basaltos e diabásios da Formação Anari mostram um enriquecimento em LIL's aliado a anomalia negativa de Ti, Nb, P e Zr (fig. 46a). Comparando-se ao padrão dos basaltos enriquecidos de Sun & McDonough, (1989), as amostras mostram valores próximos a 1, indicando semelhança com os EMORB's, salientando-se a moderada anomalia negativa de Nb e Ti e o enriquecimento dos elementos mais móveis tais como Ba, Th, Rb e Cs (fig. 46b).

A anomalia negativa de Nb aliada as anomalias positivas do Th, U, Ba e Rb pode estar relacionada a contaminação crustal (Thompson, 1982). A alta razão Th/Yb também pode ser indicativa de contaminação crustal. Segundo Puchtel *et al.*, 1998, a assimilação de pequenas quantidades de rochas félsicas crustais resultam num aumento na abundância de Ba, Pb, U,Th e ETRL, mas com pouco efeito na concentração de Ta, Nb, Y, Ti e ETRP. Essa relação produz anomalias negativas de Ta, Nb e Ti em rochas contaminadas. Alternativamente, a anomalia de Nb-Ti pode estar relacionada a estabilidade de fases residuais (esfeno, ilmenita ou rutilo) durante a fusão mantélica (Weaver

and Tarney, 1981b) e que não influenciaria na abundância dos LILEs, sendo neste caso características herdadas da fonte mantélica conforme o modelo de enriquecimento em multiestagio (Perfit *et al.*, 1980).

No diagrama dos ETR's normalizado ao condrito (Nakamura, 1974), as máficas Anari mostram um enriquecimento em ETRL, padrão subhorizontalizado dos ETRP e ausência de anomalia negativa de Európio, sugestiva de não fracionamento de plagioclásio (fig. 47). Esse comportamento é similar aos basaltos de platô continental (CFB).

Vários modelos foram propostos para explicar o enriquecimento em ETRL dos P-MORB's. De acordo com Langmuir *et al.*, (1977), estes basaltos seriam originados por fusão parcial de um manto enriquecido em ETRL. Outros modelos sugerem pequenos graus de fusão mantélica com a retenção de ETRP em granadas residuais.

O diagrama dos elementos-traço Y/Nb versus Zr/Nb, mostra a relação entre vários tipos de basaltos (MORB do Atlântico Sul, Tristão da Cunha e do Platô do Paraná) e a distribuição das máficas Anari, a qual ocupa o campo entre os basaltos enriquecidos (P-MORB) e os basaltos de Platô Continental (fig.48).

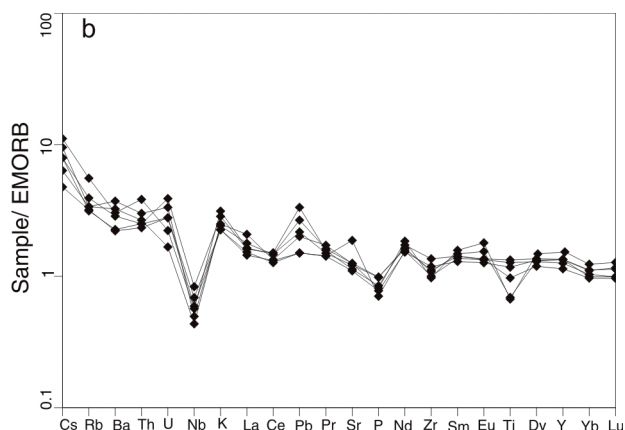
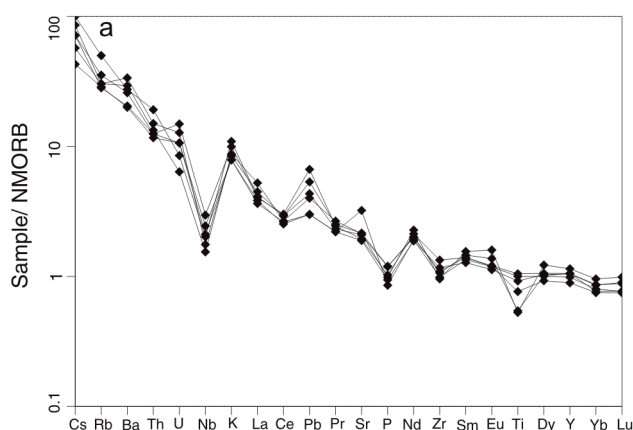


Figura 46 - (a) Diagrama multi-elemental das máficas da Formação Anari normalizados ao N-MORB (Sun & McDonough, 1989); (b) normalizados ao E-MORB (Sun & McDonough, 1989).

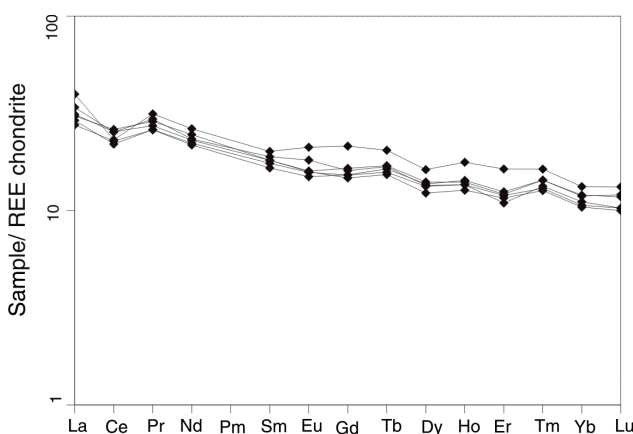


Figura 47 - Diagrama dos Elementos Terras Raras normalizado ao condrito (Nakamura, 1974) das rochas máficas da Formação Anari.

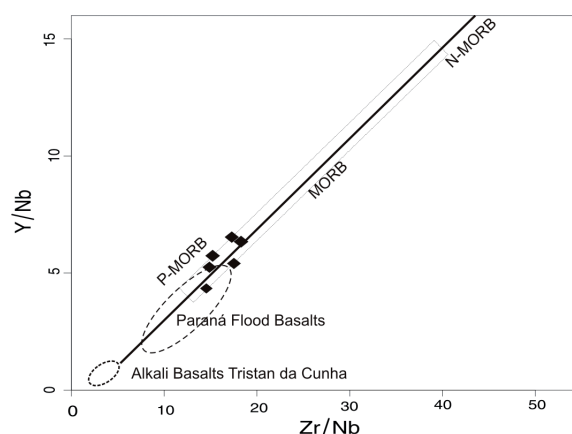


Figura 48 - Diagrama dos elementos Zr/Nb x Y/Nb modificado de Wilson, M. (1989). Dados dos basaltos MORB do Atlântico Sul de Humphris *et al.* (1985) e de Fodor *et al.* (1985) dos basaltos do Paraná.

As características geoquímicas acima expostas sugerem semelhança das máficas Anari com os Basaltos de Platô Continental onde ambos possuem baixa concentração de elementos-traço compatíveis tais como Ni, os quais sugerem que não são magmas primários e que passaram por processo de fracionamento de olivina na subida do magma para a superfície. Tal fracionamento tende a aumentar a concentração de elementos incompatíveis no magma basáltico relativamente a aqueles magmas primários ricos em MgO. Em resumo, a geoquímica dos elementos-traço das máficas Anari, sugere que eles foram derivados fonte mantélica enriquecida, mas que podem ter passado por graus variáveis de contaminação por rochas da crosta continental.

3.2.14.5 Características Geofísicas

O *sill* Anari apresenta assinatura geofísica marcante no canal magnético de 1ª derivada. Entretanto, no campo magnético total, o sinal magnético não é tão intenso. Na radiometria, não exibe nenhuma resposta radiométrica significativa.

3.2.14.6 Dados Geocronológicos e Correlações

Os dados geocronológicos disponíveis na literatura apontam idades distribuídas no Mesozóico conforme os dados de K-Ar de Pinto Filho *et al* (1977) e (Montes-Laur *et al.*, 1994). Estes últimos conseguiram a idade de 197 Ma, ou seja, Jurássico inferior. A Formação Anari é correlacionável com a Formação Tapirapuã, no Mato Grosso, a qual apresenta idade semelhante.

3.2.15 Diques de Diabásio

3.2.15.1 Comentários Gerais

Geralmente, os diques básicos na região Amazônica, são relacionados ao magmatismo básico Mesozóico de regime extensional vinculado as principais bacias sedimentares continentais Mesozóicas. Bizinella *et al* (1980) adotaram a designação de Diabásio Periquito para os diques mesozóicos da região dos rios Sucunduri, Aripuanã, Acari e Juma. Silva *et al* (1974) denominaram de dolerito Cururu para os diques Mesozóicos da Folha Juruena.

Dequech (1943) e Pinto Filho *et al.*, (1977) destacam afloramentos de diabásios e basaltos que ocorrem no alto curso do rio Pimenta Bueno.

Percebe-se, portanto, que a distinção entre as rochas hipabissais é meramente geográfica e que estão relacionadas ao magmatismo Mesozóico, conforme idades apresentadas pelos autores acima citados.

3.2.15.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Os diques de diabásio na folha Vilhena ocorrem como corpos de dimensões métricas, de forma descontínua, que ocorrem na borda norte do *sill* Anari, parcialmente encobertos pelos arenitos da Formação Rio Ávila e pelas coberturas arenosas recentes derivadas do desmantelamento das rochas areníticas da formação acima citada. Apresentam direção predominante NE, espessura métrica a decamétrica, ocorrendo como blocos dispersos e de forma alinhada, entretanto, sem evidências de contato com rochas encaixantes.

3.2.15.3 Litótipos

As rochas hipabissais exibem coloração cinza-escura e marrom-avermelhada quando intemperizadas, esfoliação esferoidal, fraturas ortogonais e pseudo-hexagonais e granulação fina. São estruturalmente isotrópicas, magnéticas, de textura subofítica e mineralogia a base de plagioclásio, piroxênio e fantasmas de olivina. Os diabásios exibem variação faciológica evidenciada pela coloração distinta entre dois tipos: um de coloração cinza-escuro, de granulação fina a média, com forte esfoliação esferoidal; o outro é de coloração cinza-avermelhada, granulação fina, presença de amígdalas de pequeno tamanho, com características texturais e estruturais semelhantes aos basaltos Anari.

As características petrográficas indicam processos hidrotermais tardios (pós-magmáticos) onde os cristais de piroxênio mostram-se parcialmente transformados para clorita e epidoto e sericitização extensiva por sobre os cristais de plagioclásio. Os acessórios mais comuns são a magnetita e apatita.

3.2.15.4 Características Geofísicas

Os diques de diabásio apresentam forte sinal magnético na 1ª derivada, com anomalias lineares que se estendem abaixo da cobertura arenosa da Formação Rio Ávila. No campo magnético total, as anomalias apresentam-se segmentadas, mas alinhadas segundo a direção nordeste. Não apresentam resposta radiométrica.

3.2.15.5 Dados Geocronológicos e Correlações

Não foram efetuados estudos geocronológicos nos diques de diabásio. Entretanto, os mesmos apresentam continuidade física com os basaltos da Formação Anari, podendo se sugerir que sejam

contemporâneos aos mesmos. Da mesma forma, esses diques podem ser correlacionados com os demais corpos de diabásio ocorrentes no sudeste de Rondônia, os quais indicam idades Jurássicas, no intervalo de tempo entre 170 a 190 Ma (Marzoli. *et al.*1999) e com os basaltos da Formação Taipirapuã (MT).

3.2.16 Formação Rio Ávila

3.2.16.1 Comentários Gerais

Os arenitos de granulometria fina, com bimodalidade granulométrica e de estratificação cruzada de grande porte, que ocorrem em Rondônia, eram enquadrados na Formação Botucatu (Projeto RADAM-BRASIL). Durante a execução do Projeto Gis Brasil, Bizzi *et al.* (2003) incluíram esses arenitos na Formação Rio Ávila, tendo como área-tipo, as cabeceiras do rio homônimo. Naquele local, os arenitos ocorrem em áreas muito escarpadas, limitada por falhas, apresentam granulometria fina, coloração rosada e de acamamento cruzado cuneiforme, atingindo espessura de 20 metros no *foreset*. Nessa mesma região, Siqueira (1989), estimou a espessura da referida unidade em 90 metros.

3.2.16.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

A Formação Rio Ávila compreende o pacote sedimentar mais expressivo do Grupo Parecis, tanto em distribuição em área como em espessura. Distribui-se entre as cotas topográficas de 540 a 320 metros indicando, assim, uma espessura mínima de 240 metros. Afloramentos-chave podem ser visualizados ao longo da rodovia RO-399 que liga Colorado d'Oeste à BR-364 (fig. 49), na estrada que liga Comodoro à Nova Alvorada (MT) (fig. 50), e no final da linha 06, sítio Tapera, nas cabeceiras do rio Corumbiara. Mostram contato discordante e erosivo com os arenitos conglomeráticos da Formação Utariti, os quais se sobrepõem (fig. 51).

3.2.16.3 Litótipos

A Formação Rio Ávila é composta por arenitos bimodais, esbranquiçados a amarelados, variando para vermelho (por enriquecimento em ferro) nos níveis mais superiores, granulometria fina, mostrando estratificação cruzada tabular cuneiforme de médio a grande porte. Os sets variam entre 10 a 30 cm de espessura no geral, mas que chegou a atingir até 3 a 6

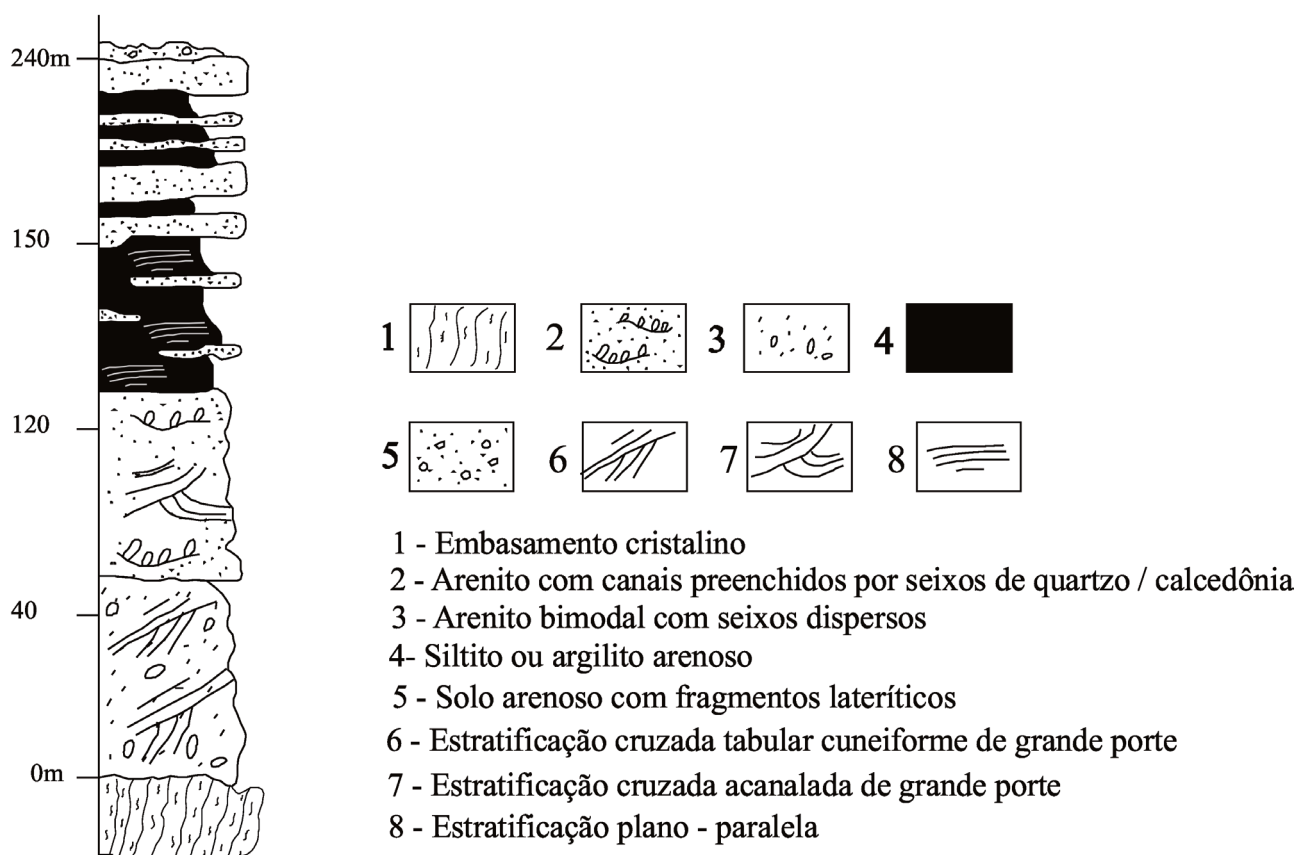


Figura 49 - Seção-tipo do pacote sedimentar que representa a Formação Rio Ávila (Grupo Parecis) (modificado de Pedreira & Bahia, 2004)

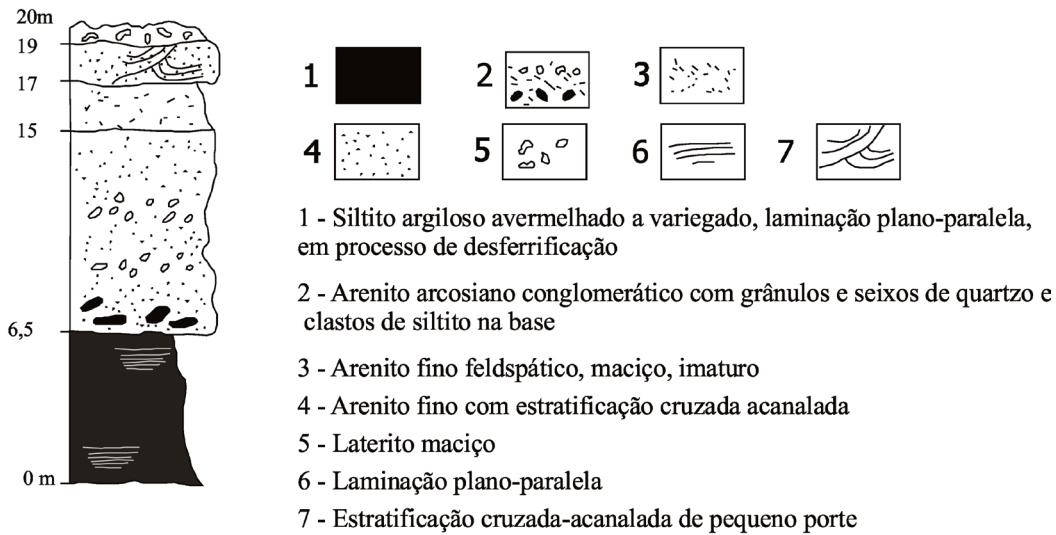


Figura 50- Seção estratigráfica representativa da Formação Rio Ávila (estrada de Comodoro a Nova Alvorada)

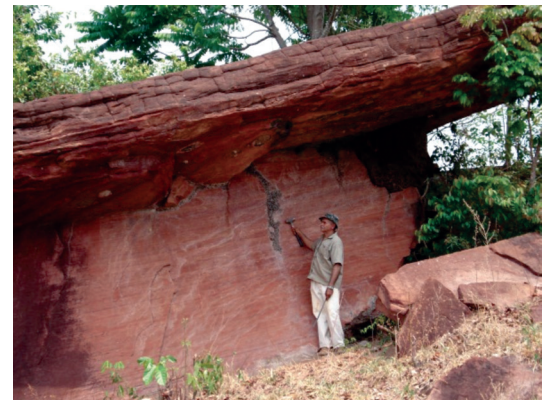
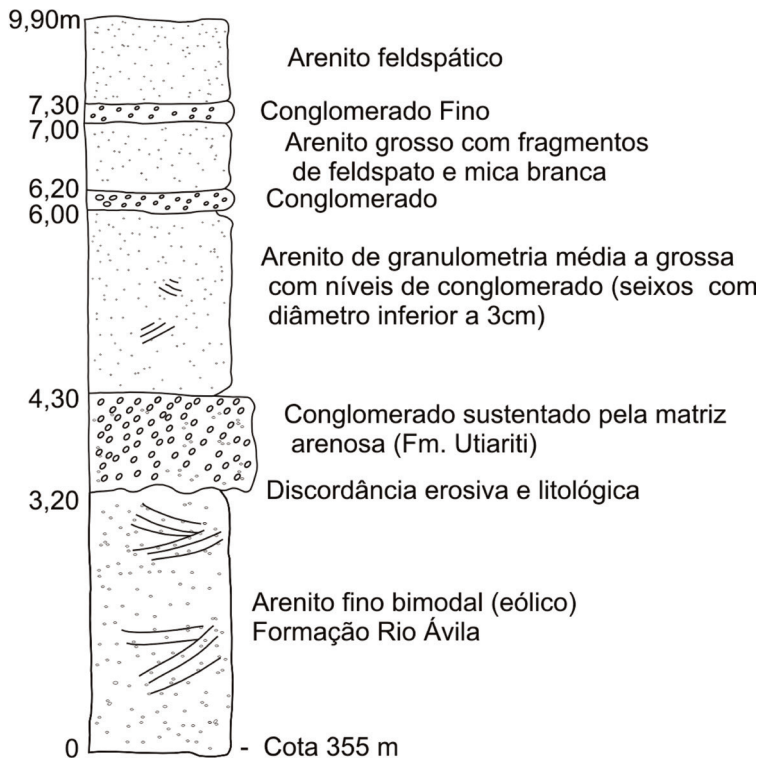


Figura 51 - Seção estratigráfica esquemática exibindo o contato entre os litotipos da Fm. Rio Ávila e a Fm. Utariti. Rodovia RO-399, km 26,5; (b) fotografia que mostra o contato entre o arenito bimodal da Fm. Rio Ávila (parte inferior da foto) com o arenito conglomerático da Fm. Utariti (parte superior da foto). Afloramento nas cabeceiras do rio Corumbiara.

metros (fig. 52a,b). Gradam lateralmente para arenitos finos a médios, de bimodalidade granulométrica (fig. 53a), com seixos dispersos (arenitos com canais preenchidos por seixos), os quais chegam a constituir níveis estreitos (30 a 45 cm de espessura), mas lateralmente contíguos, de conglomerados finos suportados por seixos e grânulos (fig 53b). Os seixos são geralmente bem arredondados, com tamanho de 5 a 40 mm em diâmetro e compostos predominantemente por quartzo de veio e chert (calcedônia). Arenitos feldspáticos e arcóseos intercalam-se aos arenitos ortoquartzíticos e siltitos. Internamente nos arenitos

feldspáticos ocorrem clastos de argilitos/siltitos, indicando ambiente de deposição de alta energia.

Os arenitos são comumente intercamadados com siltitos violáceos e argilitos de laminação plano-paralela, com espessura das camadas de 1 a 2 metros, podendo alcançar, em certos locais até 5 metros, os quais predominam no topo do pacote. Entretanto, os siltitos também apresentam intercalações de arenito fino em camadas lateralmente constantes. Os siltitos violáceos exibem, com frequência, estruturas de desferrificação ao longo de microfaturas, resultando em filetes ou semicírculos esbranquiçados.



Figura 52 - Afloramento característico da Fm. Rio Ávila. (a) corte em perfil exibindo estratificação cruzada de grande porte; (b) detalhe da estratificação cruzada tabular cuneiforme com até 5 metros de espessura dos estratos.

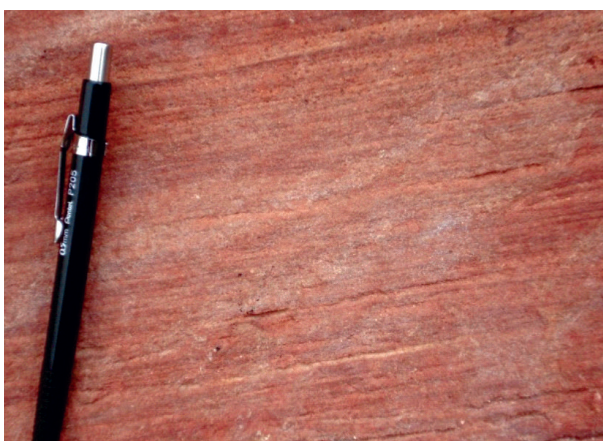


Figura 53 - (a) arenito eólico exibindo bimodalidade granulométrica ; (b) arenitos bimodais com canais preenchidos por seixos.

O ambiente deposicional para essa seqüência sedimentar intermediária é tido como sistema desértico representado por depósitos de dunas eólicas, além de áreas interdunas e depósitos de *wadis*. Segundo a interpretação de Pedreira (1998), os arenitos com níveis de seixos representam sistemas fluviais entrelaçados de alto gradiente, provavelmente efêmeros (rios intermitentes), desenvolvidos em regiões interdunas. Os conglomerados suportados por seixos de quartzo e chert, por sua vez, correspondem a depósitos de preenchimento de canais abandonados, depositados por correntes efêmeras. A superposição de canais indica migração lateral desses rios efêmeros em sistema fluvial entrelaçado. O autor acima citado sugere também que a porção superior do membro intermediário (siltitos intercalados com arenitos) represente regiões ocupadas por lagos interdunas, recobertos por dunas migrantes nos períodos secos.

3.2.16.4 Características Geofísicas

As rochas sedimentares da Fm. Rio Ávila, de composição quartzo-arenítica, apresentam, no geral, baixos valores radiométricos, quando comparadas

as rochas sedimentares da Fm. Utiriti, com as quais fazem contato. Nos canais de U, Th e K, apresentam sempre valores baixos de radiação.

3.2.16.5 Dados Geocronológicos e Correlações

Os arenitos da referida unidade eram correlacionados aos arenitos da Formação Botucatu, mas os mesmos não fazem parte da mesma bacia deposicional.

Não há dados geocronológicos para a Fm. Rio Ávila. Entretanto, a mesma é posicionada acima da Fm. Anari, ou seja, mais nova que 198Ma, e balizada temporalmente (idade máxima) pela Formação Utiriti (Juro-Cretácea).

3.2.17 Kimberlitos

3.2.17.1 Comentários Gerais

Várias intrusões (diques e chaminés) kimberlíticas distribuem-se na porção meridional do Cráton Amazônico. Na Província de Paranatinga e na região de

Juína são conhecidos mais de 60 corpos (Weska & Svisero, 2001). Em Rondônia, foram identificados 94 corpos distribuídos em grande parte no limite norte da Bacia Pimenta Bueno e uns poucos encaixados em rochas metamórficas do Complexo Jamari e do Complexo Colorado (Rizzotto *et al.*, 2004). Desse total, alguns corpos são subaflorantes, ora encobertos por sedimentos desmantelados da Formação Parecis, ora por coberturas residuais indiferenciadas.

Na folha Vilhena, foi identificado pela SOPEMI um corpo (Tarcisio-01) na forma de dique.

3.2.17.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

O dique ocorre próximo da cidade de Corumbiara, na planície de inundação do rio Corumbiara, encontrando-se o mesmo encoberto pelos sedimentos aluvionares, não sendo possível observar a rocha encaixante em superfície. Possivelmente, há outros corpos espalhados pela região, tendo em vista a ocorrência de garimpo a montante de onde se encontra este dique, ao longo dos aluviões do rio Corumbiara.

3.2.17.3 Litótipos

A rocha apresenta-se muito intemperizada, quase que totalmente decomposta, dificultando a identificação das feições texturais e da sua composição mineralógica. Nos concentrados de bateia, é comum a presença de granada, pseudomorfos de olivina, flogopita e ilmenita.

3.2.17.4 Dados Geocronológicos e Correlações

Existem controvérsias em relação ao posicionamento cronoestratigráfico dos kimberlitos de Rondônia. Citações em trabalhos de cunho regional posicionam os kimberlitos de Rondônia no Cretáceo Superior, em analogia com os dados de Teixeira (1996), o qual apresentou idades entre 95 a 92 Ma para os kimberlitos da Província Kimberlítica de Juína (MT). Dados recentes de Zolinger (2005) apontam idades mais antigas para duas intrusões kimberlíticas (E1 e ES1) nas proximidades da cidade de Colorado d'Oeste. Para a determinação geocronológica pelo método Sm/Nd em mineral, foi utilizado, respectivamente, o par granada + piroxênio e rocha total. A isócrona dos três materiais do kimberlito E1 forneceu idade de 293 ± 18 Ma, enquanto que a isócrona do corpo ES1, utilizando-se granada e rocha total forneceu idade de 317 ± 46 Ma. Essas idades permocarboníferas são análogas àquelas da abertura e sedimentação da Bacia Pimenta Bueno posicionada

logo a noroeste da área de estudo. Entretanto, as idades devem ser tratadas com ressalva, haja vista que o processo isocrônico utilizado pode conter imprecisões radiométricas.

3.2.18 Formação Utiariti

3.2.18.1 Comentários Gerais

Os arenitos da sequência sedimentar que ocorrem nas cotas mais elevadas do Planalto dos Parecis eram enquadrados na Formação Parecis. Entretanto, Barros *et al.*, (1982) observaram características distintas desses arenitos com aqueles da porção inferior do pacote sedimentar e, a partir de então, caracterizaram uma nova unidade litoestratigráfica denominada de Formação Utiariti, que tem a área-tipo, na queda d'água do rio Papagaios, no Mato Grosso.

3.2.18.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Os quartzo-arenitos distribuem-se, preferencialmente, entre as cotas topográficas de 600 a 480 metros, na porção leste-sudeste da folha Vilhena. Os arenitos quartzosos da Formação Utiariti dispõem-se em contato discordante e erosivo com os litótipos da Formação Rio Ávila e em contato erosivo com as crostas lateríticas que se sobrepõem aos arenitos. Ocorrem em pacotes subhorizontais, muitas vezes repousando diretamente sobre as rochas do embasamento, como é observado na rodovia RO-370 próximo do entroncamento com a linha 05, em Colorado do Oeste. Afloram também como morros testemunhos de topo plano e bordas escarpadas.

3.2.18.3 Litótipos

Os quartzo-arenitos possuem cores variegadas, nos tons amarelados, avermelhados e arroxeados. Mostram-se com alto grau de silicificação, assumindo, por vezes, aspecto de quartzitos. No geral, apresentam granulometria fina a média, maciços e/ou com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte e estratificação plano-paralela (fig. 54a,b). Na parte basal do pacote sedimentar, é comum a presença de níveis conglomeráticos, centimétricos, constituídos predominantemente por seixos de quartzo. Raras intercalações de arenitos maciços contendo grânulos e seixos de quartzo leitoso, além de estreitas camadas de arenito siltoso e siltito argiloso representam a superposição de ciclos deposicionais fluviais granodrecrescentes (fig. 54b). Em certos locais, os arenitos exibem laminação convoluta e fraturas preenchidas por goethita e hematita. Os grãos de quartzo apre-

sentam fraca a moderada esfericidade, quase sempre envolvidos por película de óxido de ferro, em matriz quartzosa a feldspática levemente caulinizada.

No presente trabalho, foram identificados restos de lenhos fósseis na camada basal da Formação Utariiti representada por conglomerado fino com predominância de seixos de quartzo (diâmetro < 2cm), de matriz arenosa grossa com grânulos, os quais repousam discordantemente sobre os arenitos eólicos da

Fm. Rio Ávila (fig. 55). As amostras desses lenhos foram identificadas genericamente como coníferas (não foi possível definir a taxonomia em função do alto grau de silificação e ausência de folhas ou outros órgãos da planta), onde os troncos (10 a 30cm de diâmetro) mostram apenas o xilema secundário com traqueídeos e canais resinosos, com anéis de crescimento, preservados por permineralização das paredes e dos espaços celulares por sílica (fig. 56a,b).



Figura 54 - Afloramento característico dos arenitos da Formação Utariiti. (a) Parte superior da foto, pacote de arenito maciço e na parte inferior, arenito com estratificação cruzada acanalada; (b) parte inferior da foto, arenito da Fm. Rio Ávila e acima deste, pacote de quartzo-arenito (Fm. Utariiti) exibindo estratificação plano-paralela.

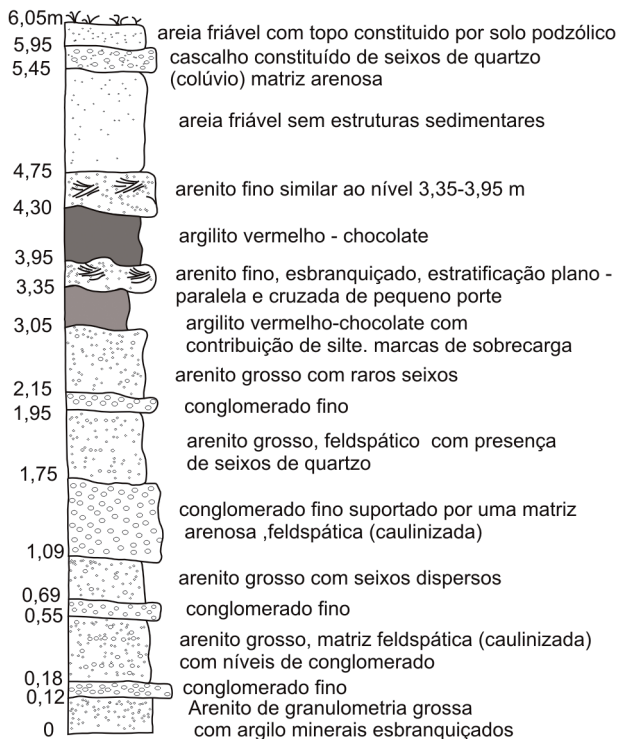


Figura 55 - Perfil geológico esquemático exibindo a variação litológica na parte basal da seqüência sedimentar da Formação Utariiti. Estrada da Cascalheira-Vilhena.

Padilha (1974) interpretou como fluvial-lacustri- no o ambiente deposicional do membro superior da Formação Parecis e esta interpretação foi mantida no presente trabalho.

3.2.18.4 Características Geofísicas

O arenitos, no geral, não apresentam destaques na radiometria. Apresentam, normalmente, baixos níveis radiométricos nos canais de urânio e tório, exibindo valores baixos a moderados no canal de potássio. Na magnetometria evidenciam o caráter não-magnético das rochas da unidade.

3.2.18.5 Dados Geocronológicos e Correlações

As idades existentes para o Grupo Parecis são aquelas fornecidas por Oliveira (1936), o qual descreveu madeiras petrificadas pertencentes à classe dos Gimnospermas, família das Coníferas, sugerindo idade cretácica superior. No Projeto RADAM, folha SD-20-X-D, foi identificado um fragmento de dicotiledôneo na fazenda Noroagro e sugeriu-se, no referido



Figura 56 - Restos silicificados de lenhos de coníferas. (a) seção lateral de um tronco; (b) seção transversal do tronco onde observa-se as estruturas vegetais primárias preservadas.

trabalho, idade cretácica. Siqueira (1989) correlaciona a Formação Parecis com o Grupo Bauru da Bacia do Paraná e com as formações Itapecuru da Bacia do Parnaíba e Urucuaia da bacia Sanfranciscana.

As coníferas proliferaram a partir do Triássico, com abundância no Jurássico e Cretáceo e são comparadas com aquelas da Formação Missão Velha (Bacia do Araripe). Portanto, a posição estratigráfica da Formação Utiariti em relação às demais formações do Grupo Parecis, aliadas a presença de lenhos de coníferas é um bom argumento para acomodar a mesma no Neojurássico-Eocretáceo.

3.2.19 Coberturas sedimentares cenozóicas

Englobadas nessa categoria, estão os depósitos sedimentares de idade Neógena-Pleistocênica, compreendidos pelas Coberturas Detrito Laterítica, Laterítica Imatura, Sedimentar Indiferenciada e os Depósitos Aluvionares.

3.2.19.1 Cobertura Detrito-Laterítica

As coberturas detrito lateríticas distribuem-se no setor sudeste da folha Vilhena, capeando as rochas areníticas da Formação Utiariti. A forma de ocorrência mais comumente encontrada é de superfície aplainada em forma de platô, onde se desenvolvem crostas lateríticas e/ou silcretes. Na maioria dos afloramentos desta unidade estratigráfica, ocorrem os horizontes de ferricrete, zona mosqueada, saprólito e rocha fresca, caracterizando-o como perfil de intemperismo laterítico. O horizonte ferruginoso (ferricrete) é caracterizado por uma crosta endurecida de coloração marrom-escura, maciça, pisolítica ou cavernosa, constituída por óxidos de ferro (limonita e goetita), que cimenta os grãos e fragmentos angulosos de quartzo leitoso (1cm). O ferro concentra-se na parte superior do perfil, enquanto que a sílica tende a se concentrar nos horizontes inferiores do perfil de intemperismo, possivelmente junto ao lençol

freático, tornando os arenitos subjacentes, bastante endurecidos, por cimentação supergênica. Nódulos e pisólitos de hematita e goetita são comuns nas encostas dos platôs, gerados pelo dismantelamento das crostas lateríticas, onde os mesmos são aproveitados como material de empréstimo e revestimento das rodovias não pavimentadas.

Essas crostas são facilmente identificadas na gamaespectrometria, no canal de tório, exibindo altos valores neste elemento, devido, possivelmente, a concentração de minerais radioativos do tipo monazita e/ou zircão.

Segundo Lima *et al.*, (2009), estas crostas possuem idade máxima do período Neo-Cretáceo. As idades sugeridas para as coberturas lateríticas na Amazônia distribuem-se desde o Cretáceo Superior ao Holoceno (Vasconcelos *et al.*, 1994; Costa *et al.*, 2005) com as idades mais antigas localizadas nas partes elevadas dos platôs e, em geral, as idades mais novas são encontradas nas porções rebaixadas do relevo.

3.2.19.2 Cobertura Laterítica Imatura

As coberturas lateríticas imaturas representam topo-sequências lateríticas e afloram como “ilhas” dentro da cobertura mais recente, no extremo sudoeste da folha Vilhena, evidenciando a existência de uma antiga superfície topográfica que sofreu rebaixamento tectônico, erosão e conseqüente deposição de sedimentos mais novos sobre a mesma. Constituem, por vezes, platôs de topo plano, facilmente identificáveis em imagens de satélite, em função de desenvolverem uma vegetação característica que os diferencia das áreas adjacentes. O dismantelamento destas crostas ferruginosas resultou em produtos constituídos por fragmentos de nódulos e pisólitos lateríticos, os quais são encontrados em alguns níveis do pacote sedimentar sobrejacente. Essa unidade é constituída pelos sedimentos argilo-arenosos e cascalhosos que mostram-se, via de regra, subjacentes a

restos de topo-sequências lateríticas, caracterizadas por um perfil intensamente intemperizado com horizontes ferruginosos destruídos por processos intempéricos epigenéticos, mostrando porções colunares reliquiares, associadas a uma zona nodular-pisolítica ferruginosa e goethítica mais recente, recobertos por latossolos na zona superior do perfil geológico. Uma característica *sui generis* destes sedimentos é o grau de endurecimento elevado em relação aos outros sedimentos mais novos. Predominam nesta unidade os termos argilo-arenosos em relação aos termos cascalhosos, que são, geralmente, mal selecionados e constituídos predominantemente por grânulos e seixos angulosos de quartzo leitoso.

3.2.19.3 Cobertura Sedimentar Indiferenciada

Os sedimentos desta unidade estratigráfica distribuem-se numa depressão natural do terreno, na porção sudoeste da folha Vilhena, drenada por diversos afluentes da margem direita do rio Corumbiara. Ocorrem encobrendo as rochas do embasamento em discordância erosiva e litológica. A espessura dessa unidade geralmente não ultrapassa a 30 metros, segundo dados extraídos em perfuração de poços do tipo cacimba, naquela região.

Constituem depósitos associados a ambientes elúvio-coluvionares, leques aluviais, planícies de inundação e lacustres, constituídos de uma variedade de materiais que vão desde cascalhos até argila, invariavelmente lateritizados. São imaturos e pouco espessos, compostos por areias mal selecionadas, com intensa impregnação de óxi-hidróxidos de ferro, além de contribuição de siltes e argilas.

Os terrenos constituídos por esta unidade apresentam cotas topográficas em torno de 200 metros de altitude, recebendo todo o material derivado das áreas altas e ocupam a parte intermediária entre as unidades sedimentares anteriormente descritas e as unidades mais antigas do Cretáceo (Grupo Parecis) e do embasamento Mesoproterozóico. Devido a sua coloração marrom-avermelhada devido ao alto teor de óxido de ferro, confundem-se muitas vezes com

depósitos regolíticos derivados de rochas máficas pertencentes ao Complexo Trincheira.

3.2.19.4 Depósitos Aluvionares

Constitui-se de sedimentos inconsolidados, imaturos, compostos, predominantemente, por areias grossas a médias, intercaladas com materiais resultantes de desagregação do perfil laterítico (nódulos e pisólitos), além de cascalhos, siltes e argilas que ocorrem em pacotes irregulares e interdigitados lateralmente, estando associados, principalmente aos leitos das drenagens atuais e margens de drenagens de maior ordem, como do rio Pimenta Bueno, Corumbiara, Roosevelt, Comemoração, dentre outros. Estão relacionados com o posicionamento atual das drenagens, de instalação holocênica, em condições de clima úmido, condicionados, por vezes, a zonas de falhas. Em alguns depósitos aluvionares, como do rio Corumbiara, encontram-se associados diamante, seixo e areia. Os depósitos residuais de canal são compostos por sedimentos de granulometria grossa, conglomeráticos, variavelmente selecionados e precipitados como acumulação nas partes mais profundas dos leitos dos rios. Nos rios de menor porte esses depósitos são menos representativos e estão cobertos por ondas migrantes de leito de canal.

Os depósitos de planície de inundação são exclusivamente de granulometria fina (silte e argila), margeando o canal do rio Corumbiara, apresentando-se como regiões sempre úmidas, de densa cobertura vegetal, favorecendo a acumulação de grande quantidade de matéria orgânica. São perfeitamente identificáveis em análise de imagem de satélite como áreas baixas, de desenho elíptico ou circular e tonalidades escuras. De maneira geral são depósitos constituídos por sedimentos siltico-argilosos e argilosos, podendo ocorrer, às vezes, sedimentos areno-siltosos intercalados, representando pequenos canais gerados pelo rompimento do dique marginal (“crevasses”).

Os depósitos aluvionares são facilmente identificados na gamaespectrometria, principalmente no canal de potássio e contagem total, o que auxilia na delimitação e forma dos mesmos.

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

Os dados estruturais aqui apresentados estão concentrados, predominantemente, em dois setores distintos: ao sul-sudoeste da folha, onde afloram rochas cristalinas do embasamento e no extremo noroeste, onde ocorre uma faixa estreita de corpos rochosos ígneos e metamórficos. No domínio da Bacia dos Parecis, o qual predomina amplamente na folha Vilhena, serão tratados os dados da tectônica rúptil superimposta às rochas sedimentares. Nesta análise, tentou-se separar domínios estruturalmente homogêneos com relação a um elemento estrutural. A análise cinemática das estruturas foi caracterizada pela observação da assimetria do fluxo deformacional em seções paralelas à lineação de estiramento e ortogonais à foliação milonítica (paralelo ao plano XZ de *strain* finito). Inicialmente serão discutidos os aspectos geométricos regionais entre as estruturas, provenientes de análises de imagens de satélite, geofísicas e de mapa de forma da foliação milonítica regional. Posteriormente, serão discutidos os aspectos geométricos e cinemáticos das estruturas, com a interpretação tectônica para as estruturas observadas.

Por meio da análise de imagens de sensores remotos e de mapas de formas da foliação regional, em conjunção com dados estruturais de campo, permitiu caracterizar duas importantes gerações de estru-

turas de expressão regional (fig. 57). A estruturação mais antiga está associada ao desenvolvimento de lineamentos de direção geral NW-SE. Localmente, estas estruturas podem virgar para NNE-SSW, dentro de domínios com franca orientação NW-SE. No mapa de forma das foliações estas variações delineiam estruturas dobradas impressas neste trend estrutural principal materializando formas sinuosas e anastomosadas (fig. 57). Estas estruturas estão associadas à direção geral da Faixa Alto Guaporé (Rizzotto & Dehler, 2007) de idade Ectasiana, e estão associadas à direção de importantes zonas de cisalhamento dúcteis contracionais ativas em condições metamórficas de alta temperatura (anfíbolito superior a granulito).

A estruturação relativamente mais nova ocorre numa faixa estreita no extremo da folha, próximo da cidade de Corumbiara e é caracterizada por lineamentos de direção geral NE-SW, os quais podem ser visualizados em imagens de radar. Nesta região, importantes zonas de cisalhamento dúcteis transpressivas sinistras, obliteram a estruturação regional anterior. Estas estruturas estiveram ativas em condições metamórficas de fácies anfíbolito baixo, controlando a colocação de plutons graníticos, e também os contatos litológicos em suas zonas de influência.

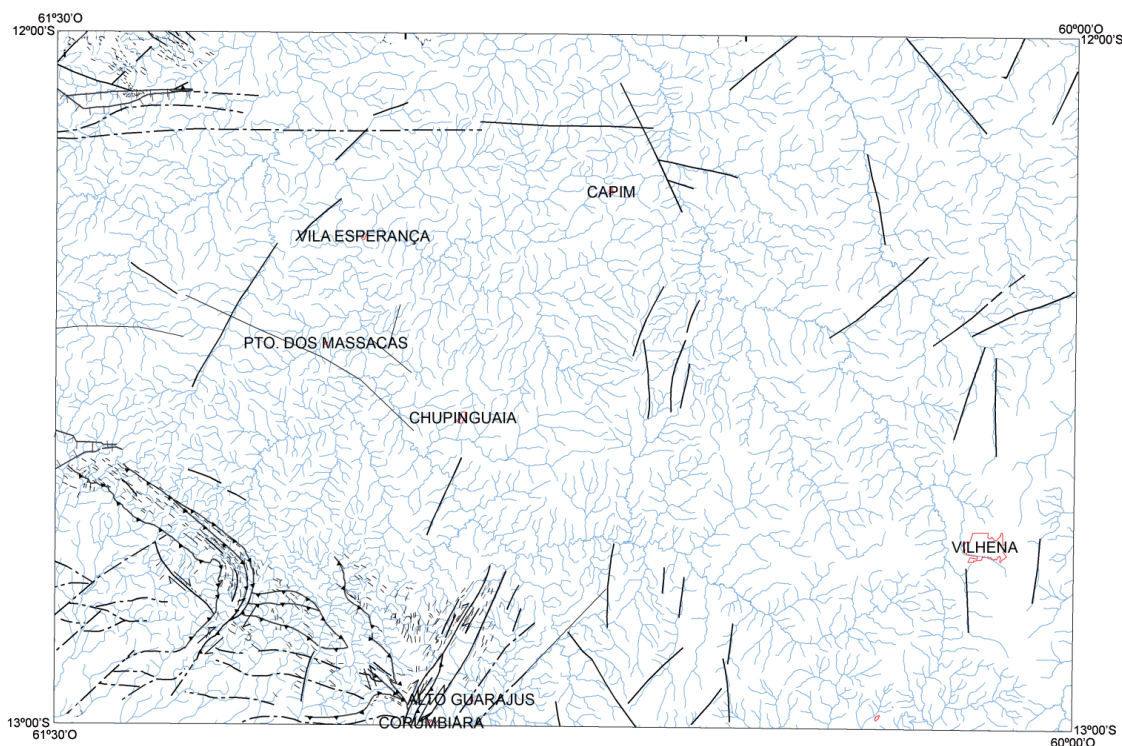


Figura 57 - Principais estruturas da Folha Vilhena

4.1 ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS

4.1.1 Geometria das estruturas de trend NW-SE

No extremo sudoeste da folha Vilhena, essa estruturação foi gerada durante a implantação da Faixa Alto Guaporé, no intervalo de tempo de ~1.46-1.33 Ba, e é caracterizada por zonas de cisalhamento dúcteis que, via de regra, paralelizam de forma heterogênea as estruturas anteriores. Nesta região a deformação gerou uma pervasiva trama milonítica. Domínios com deformações relativamente mais baixas são observados localmente, principalmente associados a estruturas dobradas, onde as rochas ainda exibem texturas primárias.

Nos raros 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 de direção NW-SE ou NE-SW nos corredores a sul da folha (fig. 58a). 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 anfibólio. Nestas porções, dobras intrafoliais ao bandamento também ocorrem. Em outros pontos, bandas claras relativamente mais ricas em quartzo e feldspato intercalam-se com bandas mais escuras. Entretanto o conjunto possui espessuras variando desde bandas grossas a finas até lâminas submilimétricas localmente.

A foliação milonítica principal (S_n) é dada pela orientação e estiramento preferencial dos cristais

constituintes das rochas ígneas e metamórficas aflorantes ao longo da Faixa Alto Guaporé e, frequentemente, é paralela a um bandamento composicional. Nas rochas metapelíticas do Complexo Colorado, a foliação é dada por uma orientação preferencial das micas e sillimanitas, mostrando forte caráter anastomosado ao redor dos *microlithons* compostos principalmente por porções de rocha menos deformadas (maciças e isotrópicas), que em escala regional, representam megapods preservados da deformação, ou por porfiroblastos/clastos de granada e quartzo (fig. 58b). As rochas de paraderivação apresentam o acamadamento litológico (S_0) transposto e paralelizado com a primeira superfície milonítica (S_n).

Nas rochas anfibolíticas, a foliação milonítica associa-se à recristalização em diferentes graus dos anfibólios e estiramento do plagioclásio, predominantemente. Os metagabros e piroxenitos de granulação grossa, por sua vez, gradam para anfibolitos miloníticos bandados, laminados e muito finos, adquirindo por vezes um aspecto xistoso.

Em projeção estereográfica da área, a foliação milonítica mostra amplo predomínio na direção NW e elevados ângulos de mergulho para SW (fig. 59). Os mergulhos são moderados a elevados no geral (60° a 90°), o que faz com que os pólos se concentrem na borda do diagrama. Na escala de trabalho não foi possível delimitar domínios extensos, nos quais a foliação fosse consistentemente orientada para as estruturas desta fase.

As estruturas lineares observadas na área estudada são lineações minerais e eixos de dobras internas a foliação ou com superfície axial sub-paralela a foliação milonítica. As dobras sin-miloníticas não são estruturas amplamente observadas na área, tendo por isso sua análise estatística prejudicada. A lineação de estiramento, entretanto, é amplamente desenvolvida. Assim, a lineação de estiramento ocorre



Figura 58 - (a) bloco basculado de anfibolito onde se observa o bandamento dobrado em dobras isoclinais apertadas; (b) vista em perfil de boudins (pods) de anfibolitos paralelizados ao bandamento de direção NW.

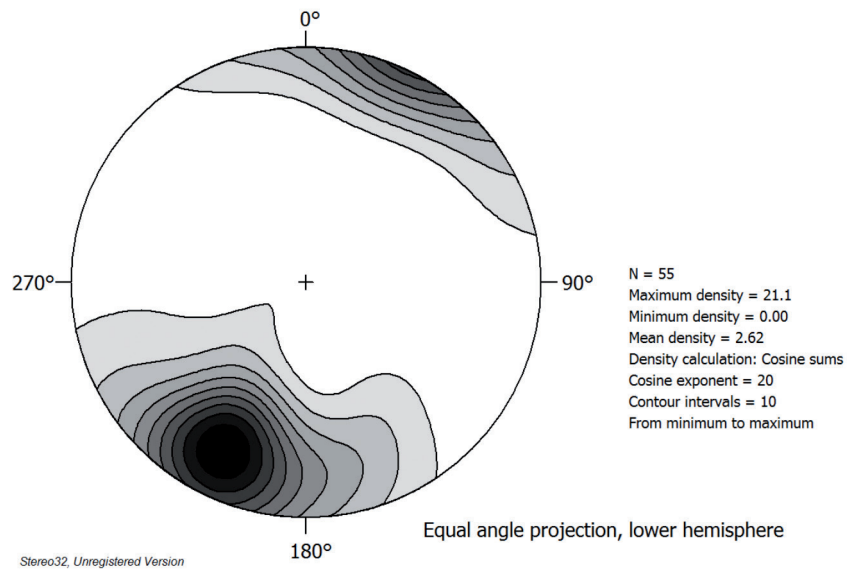


Figura 59 - Diagrama com pólos da foliação mostrando uma dispersão dos pontos em função do dobramento do bandamento/foliação.

consistentemente nas zonas de cisalhamento deste estágio deformacional. Minerais como anfibólios, micas, quartzo e sillimanitas marcam frequentemente a lineação. Em muitos afloramentos a lineação é dada por agregados destes minerais. Boudinagem com eixo maior paralelo à lineação, assim como minerais estirados e também boudinados, sugere que a orientação mineral também é a orientação de estiramento finito máximo (eixo X paralelo às lineações down-dip).

Via de regra, tectonitos L-S predominam largamente, embora tectonitos-L sejam também comuns. Nessa situação a foliação milonítica não é caracterizada e a lineação alcança uma expressão considerável, com estruturas lineares que podem

alcançar dimensões métricas paralelas ao seu eixo maior. Em muitos afloramentos a lineação de estiramento possui caimento e obliquidade bastante elevados, estando muito próximas à direção de mergulho da foliação milonítica. Na projeção geral da lineação de estiramento (fig. 60), a lineação mostra uma fraca dispersão, sempre com caimento médio a elevado.

4.1.2 Geometria das estruturas de *trend* NE-SW

Estas estruturas alcançam expressão mapeável que se estendem desde a norte da cidade de Cerejeiras (na folha Pimenteiras) até a norte da Vila Alto

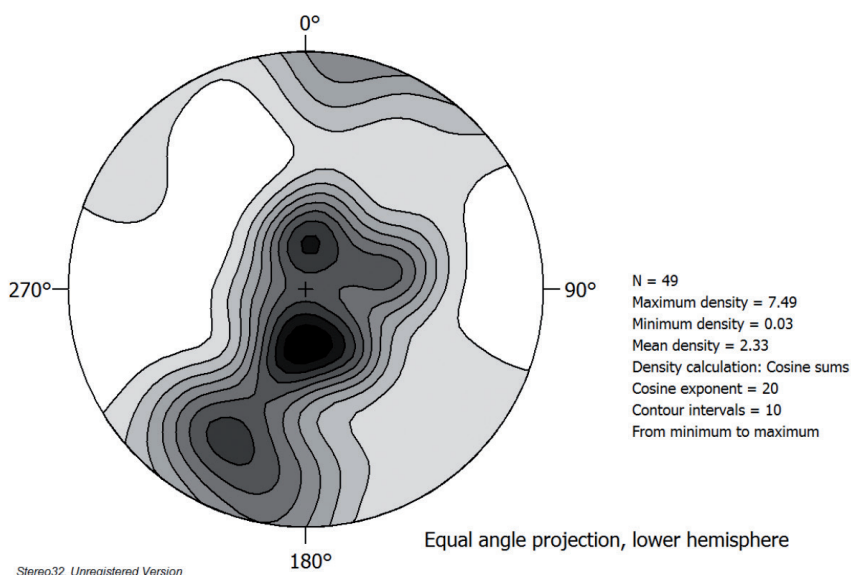


Figura 60 - Estereograma mostrando a distribuição dos pontos de lineação de estiramento em diversos litotipos da área estudada.

Guarajús (folha Vilhena). Estas estruturas correspondem a uma zona de cisalhamento transpressiva. Alternativamente, a estruturação NE-SW pode ser o flanco de uma megaestrutura dobrada com arqueamento para sul cuja superfície-envelope é E-W e que se estende sob a cobertura fanerozóica do vale do Guaporé.

Este domínio tectônico possui uma deformação finita relativamente mais homogênea se comparada ao domínio onde predomina estruturas mais precoces (NW-SE). Na área de influência do corredor regional (NE), há geração de uma pervasiva foliação milonítica que parece que se superpõe geometricamente à foliação regional mais antiga. O bandamento de rochas gnáissicas também mostram-se paralelizados segundo o trend NE (fig. 61a). Domínio com deformação finita mais baixa é observado localmente, onde podem ocorrer dobras com a foliação de plano axial paralela à estruturação nordeste, ou então faixas de cisalhamento discretas cortando uma estrutura planar anterior. Na área de influência do corredor de cisalhamento, não foi caracterizado um domínio regional onde a estruturação mais antiga teria sido preservada. Nos locais onde as estruturas dobradas são preservadas, a estrutura bandada anterior é deformada por estruturas com geometria em perfil muito variada (de abertas ou semi-cerradas a isoclinais) e superfície axial paralela à foliação milonítica regional do domínio. Assim, as relações de superposição observadas no campo são consistentes com a obliteração das estruturas antigas (D_n) pelo sistema de cisalhamento NE-SW (D_{n+1}). Localmente, estruturas C' apresentam cinemática dextral (fig. 61b).

A superfície milonítica (S_{n+1}) é representada pelo forte paralelismo dos cristais de biotita, sillimanita e quartzo nas rochas paraderivadas e pelo alinhamen-

to dos cristais de anfibólio nas metamáficas. Entretanto, a deformação plástica e a recristalização dos feldspatos, bem como as transformações mineralógicas parciais de piroxênio para anfibólio e/ou biotita, sugerem um arrefecimento do metamorfismo para o fácies anfibolito médio a baixo, juntamente com o posicionamento dos granitos sin a tardi cinemáticos a esta fase, mas durante o mesmo regime deformacional. De outra forma, veios de quartzo e mais raramente, veios e bolsões pegmatóides associam-se aos processos hidrotermais tardios e mesotermiais vinculados aos corpos intrusivos de granitos tardi-tectônicos.

A movimentação regional da zona de cisalhamento (NE) é oblíqua de topo para NE, com importante componente direcional dextral e soergimento relativo do *footwall* (transpressiva). Localmente pode apresentar movimentação com baixa obliquidade, quando associadas a flancos sub-horizontais de estruturas divergentes transpressiva. A direção da foliação mostra predomínio da direção NE, com fraca dispersão para a direção NW, devido a zonas com dobramento (fig. 62). A lineação muda de caimento, mas consistentemente aponta para SSW em todos os domínios da foliação (fig. 63).

Estruturas como foliações S-C', porfiroclastos e boudins assimétricos são consistentes com movimentação oblíqua de topo para NE, com componente lateral dextral e de encurtamento ortogonal à foliação C regional.

Zonas de cisalhamento dúcteis mais discretas, contracionais, com orientação geral NNW-SSE e mergulho suave para ambos os quadrantes, são também observadas. Muitas vezes estão associadas à intrusão de *sheets* graníticos, onde pode concentrar-se a deformação após sua cristalização. Dados geocronológicos conseguidos pelo método Ar-Ar na folha Pimenteiras

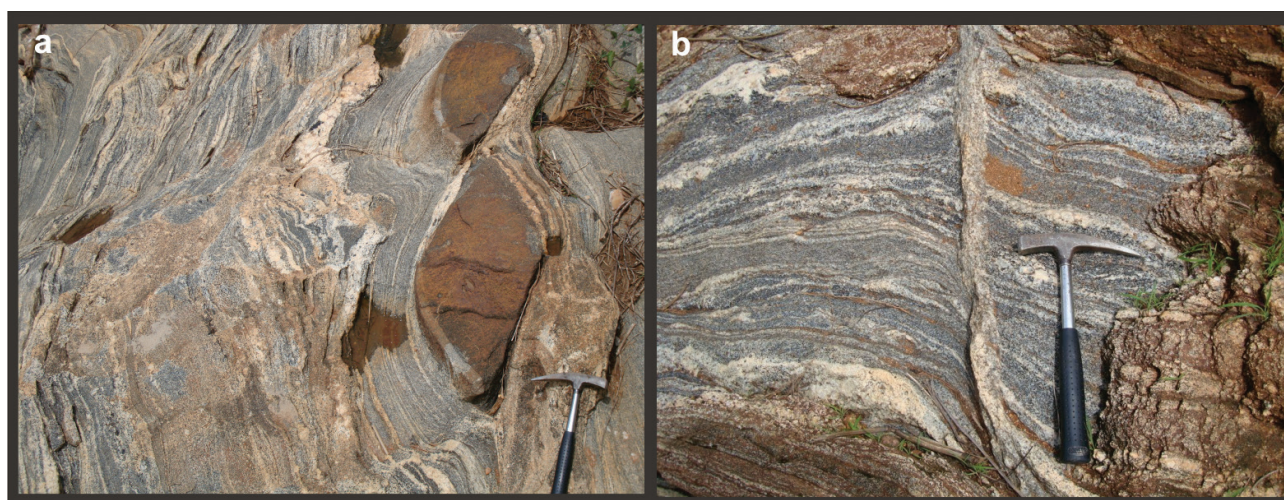


Figura 61 - (a) Corte em planta onde visualiza-se bandamento paralelizado de gnaisse tonalítico e boudins de anfibolito de eixo maior segundo o trend NE; (b) estrutura C' de cinemática dextral gerada durante a deformação principal de trend NE. Linha 04 a oeste do 1° eixo.

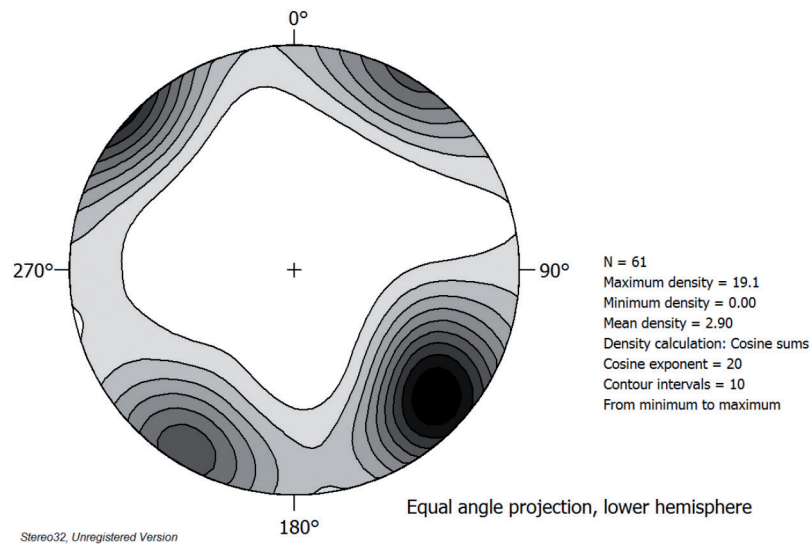


Figura 62 - Estereograma com os pólos da foliação.

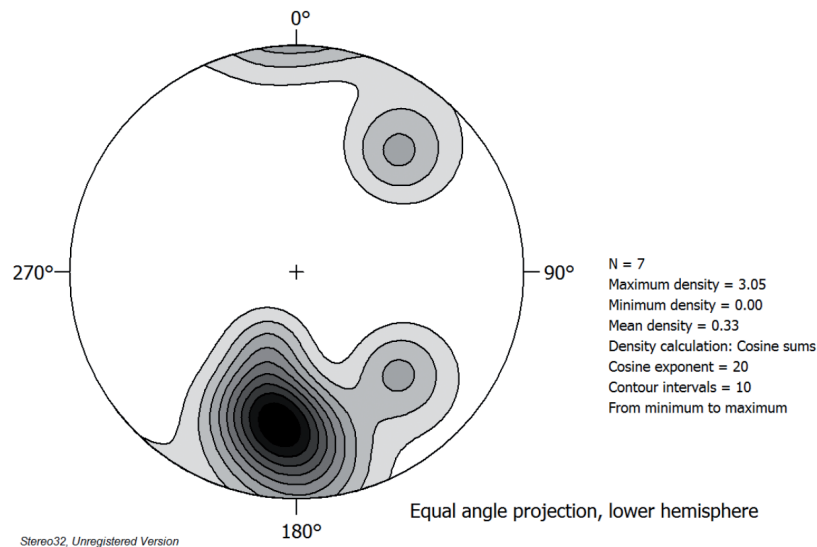


Figura 63 - Estereograma com os pólos da lineação em diversos tipos de rocha.

(Rizzotto et al. 2002) sugerem que as estruturas aqui descritas são de idade Ectasiana (~ 1.33 Ga).

4.2 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

A elaboração de um modelo geotectônico para a área estudada requer a análise de dados geológicos em escala regional e, no caso em questão, envolvendo dados além dos limites fronteiriços do Brasil, adentrando no oriente boliviano. Os vários modelos geotectônicos propostos até então, para explicar a compartimentação da porção meridional do sudoeste do Cráton Amazônico são contraditórios entre si. Entretanto, os modelos sugeridos por Santos et al., (2008), Bettencourt et al., (2010) e Rizzotto & Hartmann (2012), apresentam novas informações as quais serão utilizadas, em parte, para a proposta de um modelo evolutivo para essa região.

De acordo com o exposto, qualquer tentativa de formulação de um modelo evolutivo que contemple essa porção do cráton está fadada ao insucesso sem antes se resolver os problemas de falta de correlação entre as unidades geológicas similares que ocorrem em Rondônia, Mato Grosso e oriente boliviano e de definições de seus ambientes geotectônicos. Contudo, com os dados obtidos neste projeto que envolvem a petrologia, geoquímica, geofísica e principalmente aos aspectos estruturais, foi possível compor um quadro evolutivo, visando fornecer subsídios para o entendimento sobre a origem e evolução da parte meridional do Cráton Amazônico.

A evolução geológica da área que abrange a Folha Vilhena, teve início no Calimiano onde esse período geológico está representado pelas unidades litoestratigráficas Complexo Máfico-Ultramáfico Trinchei-

ra, Complexo Colorado, Suíte São Felipe e pelos Granitos Praia Alta e Rio Piolho (estes últimos ocorrem na folha Pimenteiras). Esse agrupamento de unidades são caracterizados como representantes de uma seqüência plutono-vulcanossedimentar que compõe a Faixa Alto Guaporé (FAG).

Essa seqüência caracteriza o embasamento da região, composto por uma associação de rochas representativas de ambiente de subducção, o qual passou por processos de intensa deformação, metamorfismo e migmatização em episódios subseqüentes. O estágio inicial da evolução geológica da região é marcado por subducção de crosta oceânica pretérita em uma fase compressiva com instalação de arco-de-ilhas intraoceânico e bacia retro-arco (back-arc). O registro magmático dessa fase é dado pela geração de basaltos toleióticos de arco-de-ilhas que foram acompanhados por intrusões gabróicas e sedimentos químico-exalativos representados por formações ferríferas bandadas, metacherts e gnaisses calcissilicáticos, todos constituintes do Complexo Trincheira (fase 1) (fig. 64).

A bacia retro-arco abrigou sedimentação pelito-psamítica, de característica rítmica (turbiditos?) que

constituem parte do Complexo Colorado. A fonte dos sedimentos é variada conforme é indicado pelos zircões detríticos das amostras dos paragneisses (metaturbiditos) da folha Pimenteiras, os quais forneceram idades Paleoproterozóicas (1938 Ma) e Mesoproterozóicas (1645 Ma) e agrupamento maior em 1508 Ma. Entretanto, a idade mínima que indica o fechamento da bacia é fornecida pelos granitos intrusivos tardi-tectônicos de idade de 1340 Ma.

No estágio seguinte (fase 2) ainda no Mesoproterozóico, processou-se a fase de inversão da bacia, concomitante ao consumo da placa oceânica, com conseqüente encurtamento crustal e plutonismo sin-colisional (fig. 65). O movimento predominante das massas continentais foi de WSW para ENE.

Com o processo continuado de fechamento do oceano há a fusão e o retrabalhamento parcial das rochas da crosta oceânica (subducção), com a subseqüente instalação da FAG. O material deformado foi soterrado relativamente profundo numa crosta oceânica com similaridade aos toleióticos de arco-de-ilhas modernos, associada a rochas metassedimentares como BIFs e metapelitos, com pouco quartzito associado (Rizzotto et al. 2006). Aparentemente, a defor-

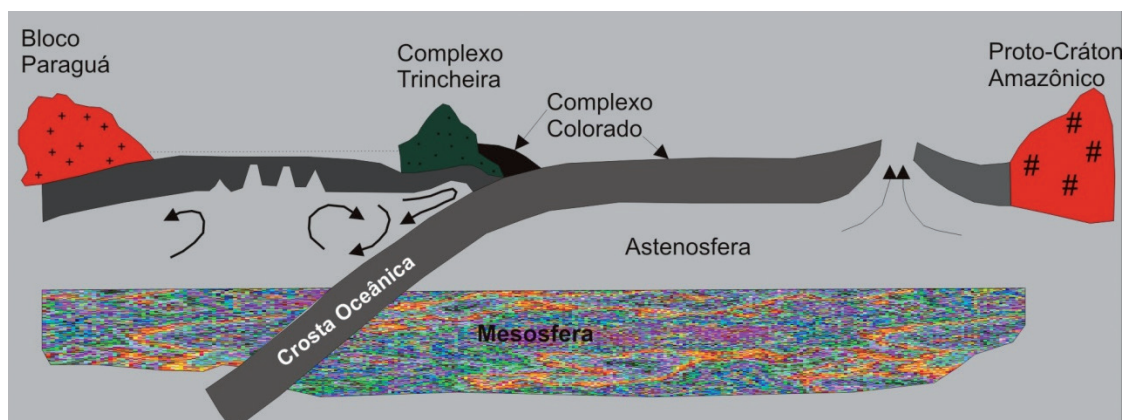


Figura 64 - Bloco-diagrama exemplificando a fase de formação de arco-de-ilha intraoceânico (fase 1).

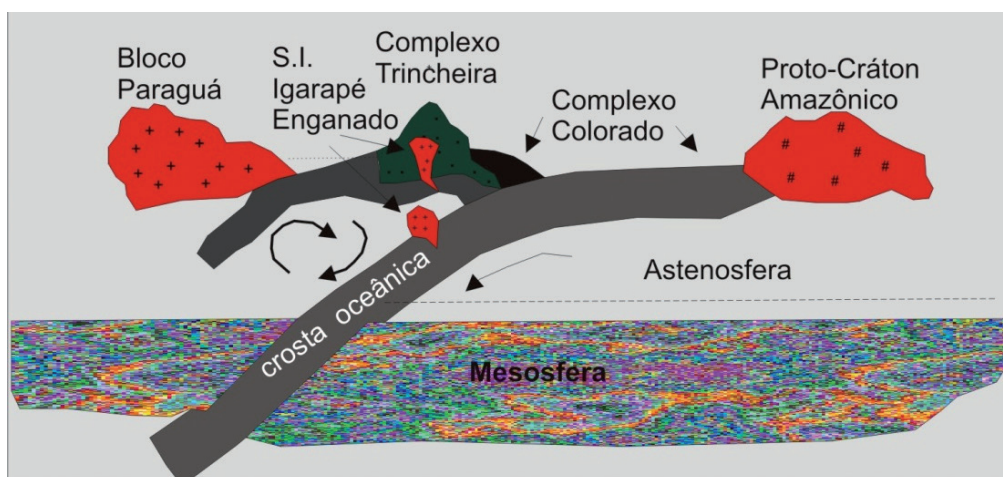


Figura 65 - Bloco-diagrama ilustrativo da fase de encurtamento crustal e plutonismo sintectônico (fase 2).

mação da FAG teria sido produto de um evento convergente, com pico termal estimado entre 1.35-1.3 Ga, na borda SW do Craton Amazônico (fase 3)(fig. 66). Durante os estágios mais precoces do evento compressivo, em condições metamórficas da fácies anfibolito alto, estavam ativas importantes zonas de cisalhamento com planos de fluxo e lineação de estiramento sub-verticais em zonas de cisalhamento NW-SE (S_n).

A movimentação sugerida nos planos sub-paralelos aos planos XZ do elipsóide de deformação indicam soerguimento da crosta, com componente lateral dextral e sinistral subordinado (região que abrange desde o norte de Cerejeiras até a leste de Corumbiara). Além disso, os planos de fluxo mostram-se frequentemente boudinados, com a formação de estruturas do tipo *pinch-and-swell* e *pull-aparts* assimétricos. Assim, nestes domínios, os dados são compatíveis também com um encurtamento ortogonal à foliação e deformação do tipo *flattening*, com boudinagem em tablete-de-chocolate, localmente desenvolvida. Entretanto, em outros locais, associa-se frequentemente a tectonitos “L” sub-verticais. No geral, predominam amplamente tectonitos “L-S” muito bem marcados. Em outros pontos, tectonitos “L” apontam para uma lineação de estiramento empinada. Estas características são compatíveis com modelos deformacionais tri-dimensionais e heterogêneos na escala regional. A cinemática caracterizada sugere que um encurtamento subhorizontal teria sido acompanhado de um soerguimento de porções profundas de uma crosta oceânica aquecida. Movimentos inversos em zonas de cisalhamento de empurrão, com predomínio de movimentos de topo para NE ocorreram.

As zonas de cisalhamento ENE-WSW (S_{n+1}) são transpressivas sinistras, com movimentos inversos oblíquos, ocorrendo em condições de fácies anfibolito baixo. A direção de fluxo aponta com caimento alto a moderado para SW e o sentido de cisalhamento sugere soerguimento progressivo do *footwall* regional. Concomitante a esta fase, ocorre o posicionamento

de granitos cálcio-alcinos de alto potássio (Suíte Intrusiva Alto Escondido), com idade de cristalização em 1340 Ma. Salienta-se que ambos os grupos de estruturas podem ser explicados por um encurtamento regional dirigido de SW. A nucleação tardia das estruturas orientadas ENE poderia estar associada a influência de outras condições de contorno importantes da deformação regional, como forma das margens entre as massas continentais envolvidas.

A esta fase estaria associado também intenso magmatismo bimodal granítico/básico sin a tardi-tectônicos. Estes granitos seriam tardios na evolução tectônica da FAG (Rizzotto et al. 2006) e representativos de magmatismo de arco-de-ilhas. Eles contêm, entretanto, a mesma trama regional impressa nos milonitos encaixantes.

De qualquer forma, após a nucleação das grandes estruturas transpressivas, o material que cavalga obliquamente para NE sofre um constrangimento do fluxo, dado pelo componente sub-horizontal paralelo a FAG no flanco NNW do arco regional. Sugere-se que este efeito seja responsável pela geometria constritiva observada nesta região. Com o progresso da convergência e o aumento do encurtamento, há a tendência em se expulsar obliquamente material, o que é acomodado pelas estruturas precoces transpressivas (S_{n+1}) com *fabrics* constrictivos muito bem marcados. Este modelo é plausível frente aos dados disponíveis, sendo neste caso, entretanto, as zonas de cisalhamento verticais, estarem relacionadas à expulsão vertical de material durante convergência.

A interpretação do ambiente tectônico da FAG é função de como também se interpreta a geometria e cinemática regional das estruturas. As possibilidades consideradas convergem para duas situações antagônicas: as estruturas precoces seriam registros de empurrões sub-verticalizados, rotacionados para esta posição; ou então representam estruturas que guardam o posicionamento original. No primeiro caso, os planos de cisalhamento de cavalgamentos seriam rotacionados para a vertical, formando os empurrões e zonas verticais, onde o estiramento principal seria

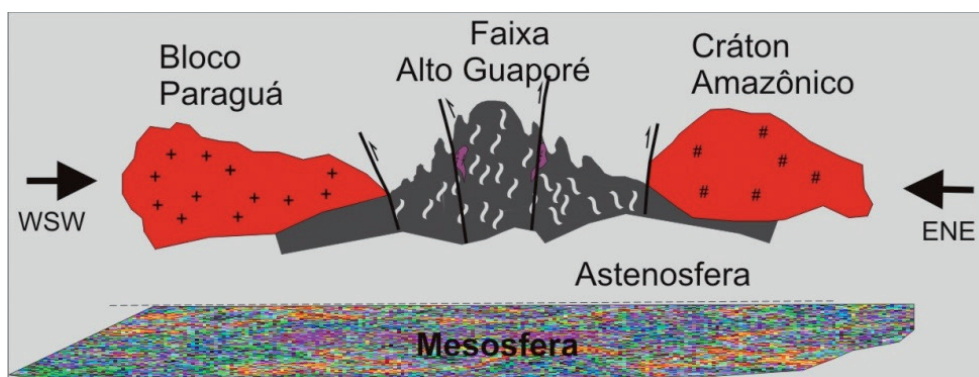


Figura 66 - Bloco-diagrama ilustrativo da fase de encurtamento crustal e instalação da Faixa Alto Guaporé (fase 3).

sub-horizontal ou com baixo caimento na direção ortogonal à FAG. No segundo caso, as zonas estariam ativas mesmo nas posições sub-verticais, onde o estiramento seria mais para a posição vertical, assim como também o *fabric attractor* da fase precoce.

Em ambos os casos, seria superposto forte componente de cisalhamento puro à foliação milonítica que se posiciona, pela rotação, para a vertical. Na segunda hipótese, o encurtamento pode ser em parte compensado por estiramento e fluxo de material segundo a lineação.

As evidências estruturais apontam para os efeitos de encurtamento extremo, oriundo da colisão entre crosta oceânica e arco-de-ilhas com geometria complexa e que interagem mutuamente, as quais teriam controlado a geometria das estruturas na FAG. Assim, sugere-se que as estruturas na FAG registrem os estágios colisionais avançados de um episódio a 1.35 - 1.32 Ga, controlados por imposições geométricas regionais, dadas pelas formas da margem continental à NNE, localizada fora da área mapeada. Salienta-se que nesta região, o consumo da crosta oceânica foi parcial, preservando-a em larga zona no interior da Faixa Alto Guaporé.

Diques e pequenos corpos subarredondados de granitos pós-tectônicos (Granito Igarapé Jabuti-Folha Pimenteirias) de idade de 1235 Ma, tangenciam toda a estruturação da FAG e marcam a fase de estabilidade tectônica do final do Mesoproterozóico no sudeste de Rondônia.

Posteriormente, uma nova fase extensional (ciclo de Wilson) passou a atuar no sudoeste do Cráton Amazônico durante o Esteniano, culminando com a abertura do rift Nova Brasilândia e do Aulacógeno Aguapeí. O fechamento da Bacia Nova Brasilândia é algo em torno de 1.1 Ga, onde as rochas foram deformadas, em condições metamórficas da fácies anfibolito superior a granulito.

Com esse evento, a porção SW do Cráton Amazônico adquiriu estabilidade no Neoproterozóico e esta estabilidade tectônica só foi quebrada, com a

fragmentação desse bloco, somente no início do Paleozóico dando início a instalação da Bacia do Parecis, com a deposição das rochas da Formação Alto Tanaru e Formação Corumbiara. Logo em seguida, através de um mecanismo relacionado a uma rápida subsidência inicial (fase rift), depositaram-se os sedimentos das Formações Pimenta Bueno e Fazenda Casa Branca seguida por um estágio de subsidência termal (fase sinéclise) durante o Mesozóico.

O preenchimento inicial dessa bacia se deu por meio de um sistema de canais flúvio-deltaicos que foram gradativamente afogados por espessos depósitos rítmicos, relacionados a ambiente lacustre. A esta fase, pode estar relacionada a intrusão de diques e chaminés de kimberlitos e início da deposição de leques aluviais da Formação Pimenta Bueno. Posteriormente, próximo do limite do Paleozóico Superior, depósitos glaciogênicos se fizeram presentes na bacia. No Mesozóico, provavelmente relacionado à separação dos continentes Sul-Americano e Africano, ocasionou a reativação de falhas pretéritas, onde tais processos impuseram desnivelamentos de blocos, gerando altos e depressões. Essas falhas também serviram de condutos para a colocação de diques e soleiras de basalto e diabásio (Formação Anari) e diversos corpos de kimberlitos a norte da Bacia dos Parecis, concomitante com a deposição de espessos pacotes de arenitos eólicos (Formação Rio Ávila). No final do preenchimento da bacia, provavelmente no Cretáceo, deu-se por meio de uma sedimentação eminentemente de caráter fluvial (Formação Utiariti).

Durante o Cenozóico (Terciário), desenvolveu-se novo ciclo deposicional com a implantação da Bacia do Guaporé, relacionada provavelmente com soerguimento da Cordilheira dos Andes, prosseguindo seu desenvolvimento durante o Quaternário. E, por fim, as coberturas quaternárias instaladas predominantemente nos vales dos grandes rios e nos sopés das escarpas de falhas encerram o quadro evolutivo da região sudeste de Rondônia.

5 - GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

5.1 INTRODUÇÃO E METODOLOGIA

A prospecção geoquímica de baixa densidade com coleta de sedimentos de corrente e concentrados de bateia, tem como objetivos principais o auxílio ao mapeamento geológico e a delimitação de extensas áreas com anomalias geoquímicas que indicam potenciais mineralizações de elementos economicamente importantes. O planejamento das 54 estações de coleta de sedimentos de corrente e concentrados de bateia, bem como o tratamento dos resultados analíticos foram executados na área do projeto. Algumas áreas ficaram sem informações geoquímicas em razão de serem reservas indígenas com problemas de litígio na época dos trabalhos de campo ou por total falta de acesso.

O planejamento das estações de coleta foi executado em papel cronaflex transparente sobre base plano-altimétrica, na escala 1:250.000, com rede hidrográfica destacada. Para cada estação planejada foi traçada, através das linhas de crista, a correspondente sub-bacia à montante. Assim, ao final do planejamento fica evidente toda a área que vai estar coberta com informações geoquímicas. Este material foi posteriormente transformado para meio digital e mais adiante vetorizado utilizando-se programa de georeferenciamento (Arcmap). Assim, obtiveram-se os Mapas de Planejamento de Coletas Geoquímicas (fig. 67).

As coletas das amostras foram realizadas durante as estações secas para que os sedimentos de corrente pudessem melhor representar toda a sua bacia à

montante, o que normalmente não ocorre durante as estações chuvosas já que muito material próximo ao local das coletas é carregado para dentro das drenagens pelas águas pluviais, “falseando” ou “mascarando” os resultados da bacia à montante. A localização das estações de coleta foi realizada com o auxílio de GPS portátil. As amostras de sedimentos de corrente foram coletadas com as mãos nos leitos ativos das drenagens (fig. 68a,b) ao longo de uns 30m. À medida que eram coletadas, iam sendo peneiradas (fig. 68c) com peneiras de malhas plásticas (fig. 68d) com abertura de 60 mesh (0,250 mm), o que reduz a quantidade do material a ser coletado, aproximadamente um litro, já que a fração analisada foi de 80 mesh (0,180 mm).

Os concentrados de bateia foram coletados com auxílio de pá (fig. 69a), preferencialmente em concentradores naturais ao longo das drenagens (fig. 68b). O bateamento (fig. 69c), a partir de um volume de 10 litros, se deu de forma parcial para que restassem na bateia alguns minerais mais leves (fig. 69d) e igualmente importantes do ponto de vista geológico e/ou econômico.

Finalmente as amostras foram acondicionadas em sacos plásticos devidamente identificados. Em cada estação de coleta foram preenchidas fichas geoquímicas com informações locais, padronizadas pelo SGB/CPRM, sendo uma para cada material coletado.

As amostras de sedimentos de corrente foram preparadas e analisadas pela *Acme Analytical Laboratories Ltd.* por ICP-MS com determinação de 53

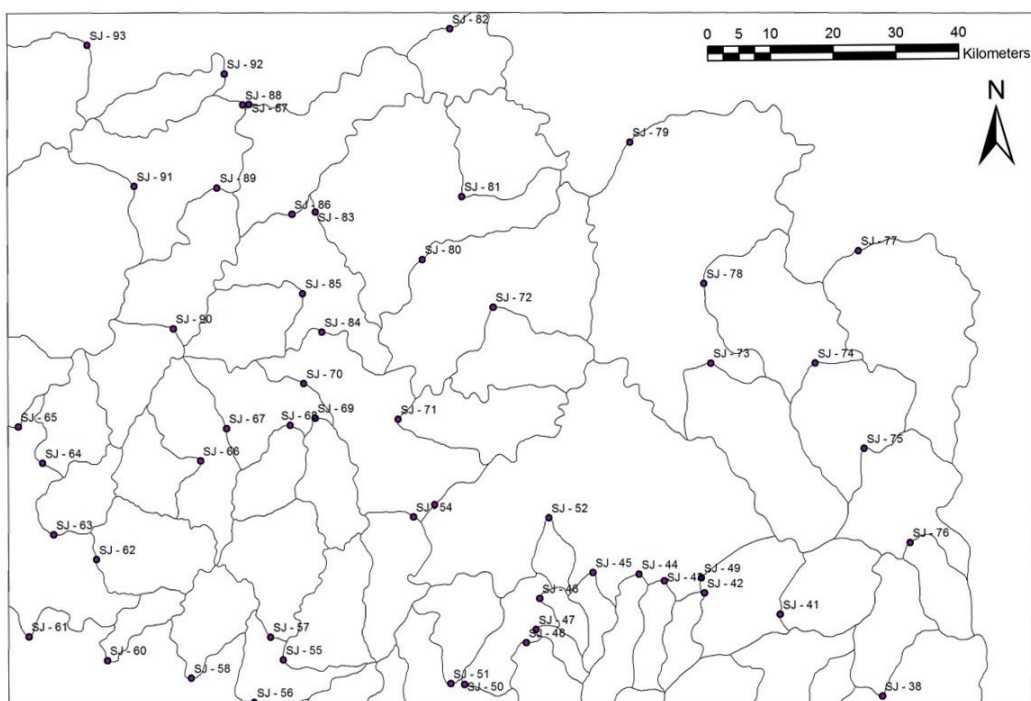


Figura 67 - Planejamento geoquímico da folha Vilhena



Figura 68 - (a e b) Coleta dos sedimentos de corrente no leito ativo da drenagem; (c) Coleta dos sedimentos de corrente com peneiramento simultâneo; (d) Peneira de malha plástica com abertura de 60 # (0,250 mm).



Figura 69 - (a, b) Coleta de sedimento aluvionar com auxílio de pá, em locais de concentração natural; (c) Bateamento parcial de 10 litros de sedimento aluvionar; (d) Concentração do material.

elementos e os resultados encontram-se no anexo 1. Nos concentrados de bateia foram realizadas análises mineralógicas semiquantitativas que se encontram listadas no anexo 2. As análises mineralógicas foram realizadas no SBG/CPRM, Superintendência Regional de Porto Alegre.

Dos 53 elementos analisados nos sedimentos de corrente, 40 reuniram condições mínimas de serem tratados estatisticamente, o que foi feito com o au-

xílio do sistema de programas GEOQUANT (tab. 9). Embora não tenham sofrido tratamento estatístico, por terem sido identificados em poucas amostras, os elementos platinóides (Paládio-Pd e Platina-Pt) em razão de suas importâncias metalogenéticas/econômicas, foram considerados anômalos naquelas amostras. Com o tratamento foram estabelecidos os seguintes parâmetros estatísticos através dos quais definiram-se as paisagens geoquímicas:

PARÂMETRO ESTATÍSTICO DOS ELEMENTOS TRATADOS

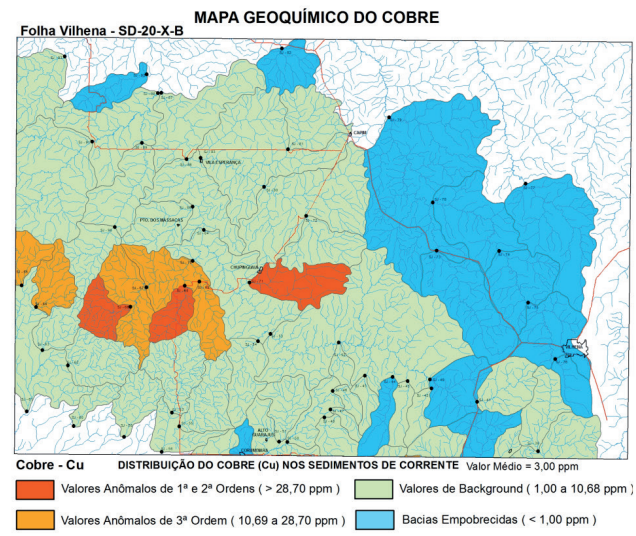
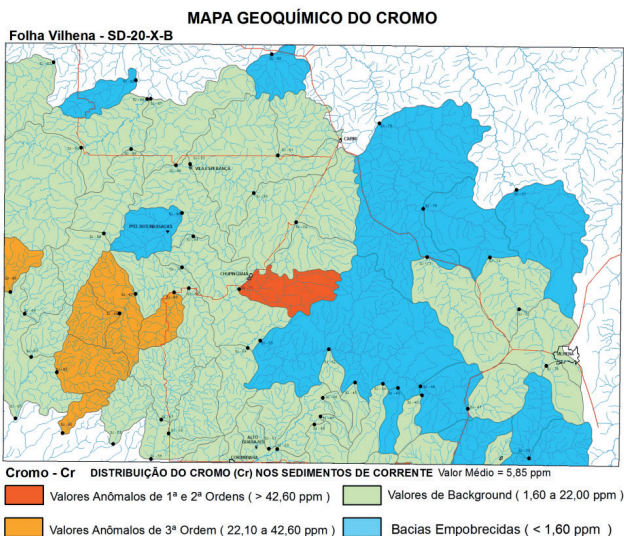
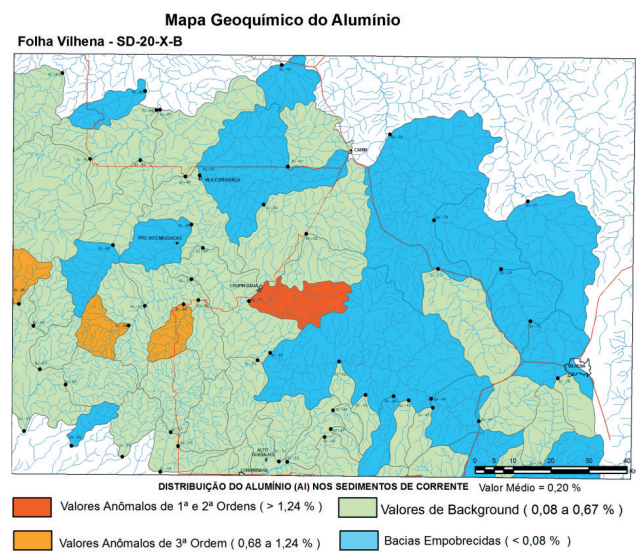
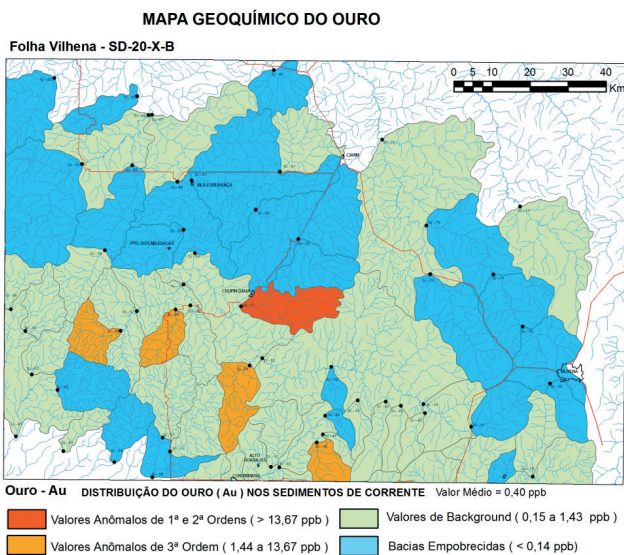
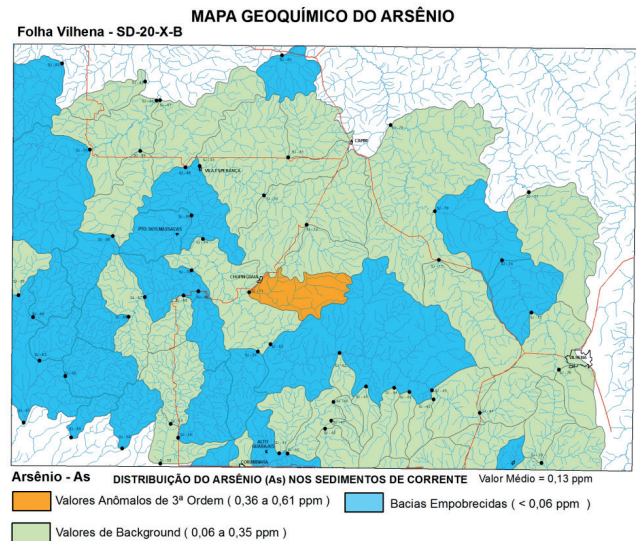
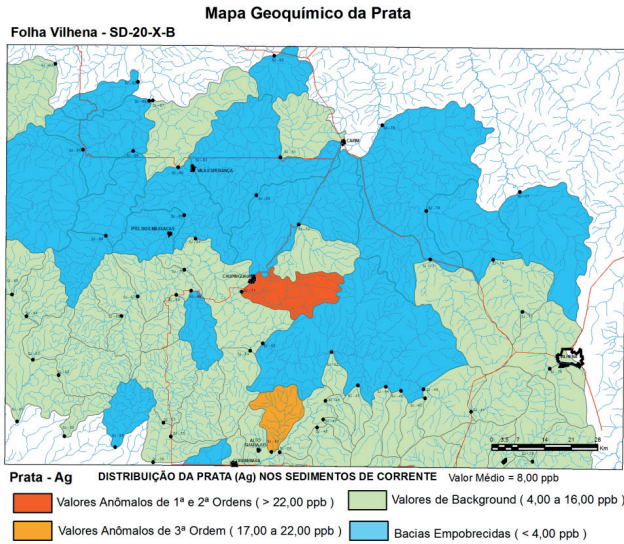
Elemento	Valor Mínimo		Valor Máximo		Média		Desvio	Limiar	
Ag	2,00	ppb	29,00	ppb	8,00	ppb	2,0	22,00	ppb
Al	0,03	%	4,76	%	0,21	%	2,8	1,24	%
As	0,05	ppm	1,50	ppm	0,13	ppm	2,3	0,61	ppm
Au	0,10	ppb	36,40	ppb	0,40	ppb	4,1	13,67	ppb
Ba	2,70	ppm	254,90	ppm	25,00	ppm	2,4	106,30	ppm
Bi	0,01	ppm	0,18	ppm	0,02	ppm	2,0	0,06	ppm
Ca	0,005	%	0,330	%	0,018	%	3,3	0,170	%
Ce	0,50	ppm	307,70	ppm	11,50	ppm	3,3	129,00	ppm
Co	0,05	ppm	25,70	ppm	1,43	ppm	4,5	11,50	ppm
Cr	0,25	ppm	96,70	ppm	5,80	ppm	3,3	42,60	ppm
Cs	0,01	ppm	0,90	ppm	0,15	ppm	2,4	0,64	ppm
Cu	0,54	ppm	94,36	ppm	3,01	ppm	2,9	28,70	ppm
Fe	0,01	%	10,21	%	0,28	%	3,8	2,78	%
Ga	0,20	ppm	20,40	ppm	1,00	ppm	2,5	5,20	ppm
Hf	0,01	ppm	1,42	ppm	0,05	ppm	2,9	0,24	ppm
Hg	2,50	ppb	31,00	ppb	5,40	ppb	1,9	17,20	ppb
K	0,005	%	0,280	%	0,017	%	2,9	0,130	%
La	0,25	ppm	149,50	ppm	5,90	ppm	3,2	63,20	ppm
Li	0,05	ppm	17,70	ppm	0,90	ppm	3,6	7,70	ppm
Mg	0,005	%	0,610	%	0,022	%	3,4	0,180	%
Mn	0,50	ppm	1.040,00	ppm	75,50	ppm	5,5	827,00	ppm
Mo	0,01	ppm	0,48	ppm	0,06	ppm	2,1	0,22	ppm
Na	0,001	%	0,026	%	0,002	%	2,7	0,020	%
Nb	0,04	ppm	0,44	ppm	0,13	ppm	1,7	0,32	ppm
Ni	0,05	ppm	32,00	ppm	1,40	ppm	3,6	13,60	ppm
P	0,001	%	0,056	%	0,005	%	2,8	0,020	%
Pb	0,75	ppm	15,94	ppm	3,38	ppm	1,8	10,17	ppm
Rb	0,05	ppm	20,70	ppm	1,28	ppm	3,9	12,20	ppm
Sb	0,010	ppm	0,100	ppm	0,018	ppm	1,7	0,040	ppm
Sc	0,10	ppm	33,00	ppm	0,90	ppm	3,2	6,80	ppm
Sn	0,05	ppm	1,30	ppm	0,21	ppm	2,1	0,78	ppm
Sr	0,25	ppm	32,40	ppm	1,55	ppm	2,9	8,70	ppm
Th	0,20	ppm	51,90	ppm	2,10	ppm	3,3	27,70	ppm
Ti	0,002	%	0,316	%	0,027	%	3,3	0,150	%
Tl	0,01	ppm	0,23	ppm	0,02	ppm	2,2	0,11	ppm
U	0,05	ppm	5,00	ppm	0,28	ppm	2,8	2,27	ppm
V	1,00	ppm	425,00	ppm	9,00	ppm	3,8	106,00	ppm
Y	0,14	ppm	23,86	ppm	2,56	ppm	2,6	13,34	ppm
Zn	0,40	ppm	62,50	ppm	6,50	ppm	3,4	43,00	ppm
Zr	0,20	ppm	51,20	ppm	1,90	ppm	2,5	9,00	ppm

Tabela 9 - Resultado analítico com o tratamento estatístico das amostras de sedimento de corrente.

5.2 PRODUTOS OBTIDOS

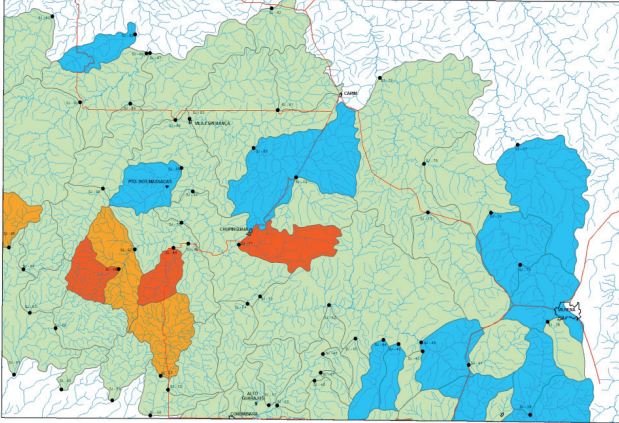
A partir do tratamento estatístico dos resultados dos sedimentos de corrente e dos resultados das análises mineralógicas dos concentrados de bateia, foram gerados diversos mapas geoquímicos de dis-

tribuição dos elementos da folha Vilhena (relacionados abaixo). Em razão da importância metalogênica de grande parte desses elementos, também foram elaborados mapas individualizados mostrando suas distribuições ou paisagens geoquímicas (fig. 70a,b,c).



MAPA GEOQUÍMICO DO FERRO

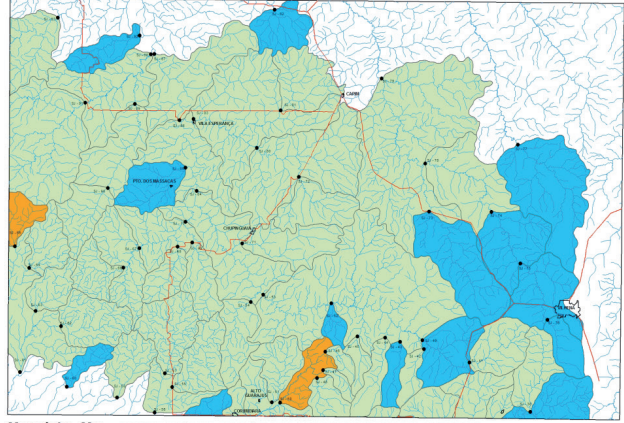
Folha Vilhena - SD-20-X-B



Ferro - Fe DISTRIBUIÇÃO DO FERRO (Fe) NOS SEDIMENTOS DE CORRENTE Valor Médio = 0,28 %
 Valores Anômalos de 1ª e 2ª Ordens (> 2,78 %) Valores de Background (0,07 a 1,39 %)
 Valores Anômalos de 3ª Ordem (1,40 a 2,78 %) Bacias Empobrecidas (< 0,07 %)

MAPA GEOQUÍMICO DO MAGNÉSIO

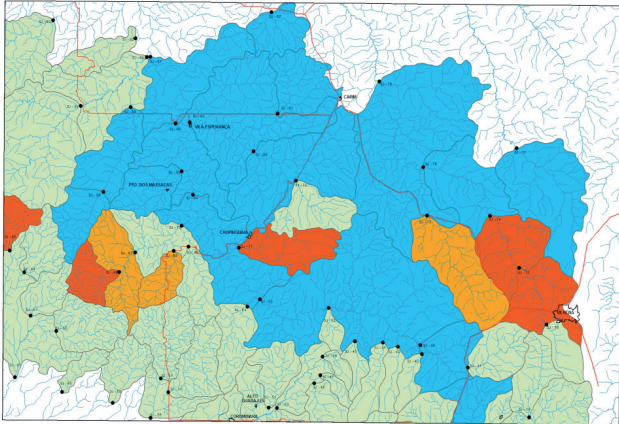
Folha Vilhena - SD-20-X-B



Magnésio - Mg DISTRIBUIÇÃO DO MAGNÉSIO (Mg) NOS SEDIMENTOS DE CORRENTE Valor Médio = 0,022 %
 Valores Anômalos de 3ª Ordem (0,091 a 0,180 %) Bacias Empobrecidas (< 0,010 %)
 Valores de Background (0,010 a 0,090 %)

MAPA GEOQUÍMICO DO MOLIBDÊNIO

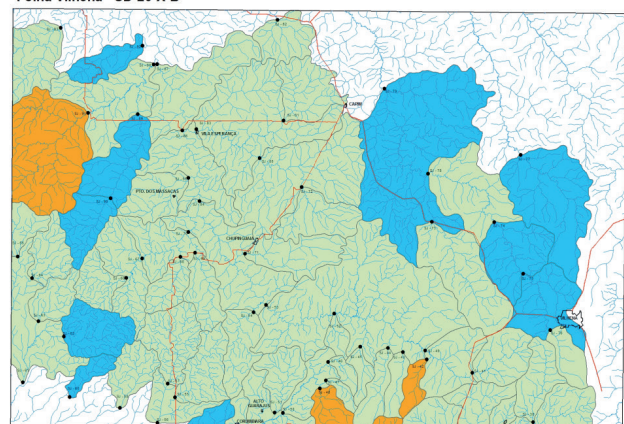
Folha Vilhena - SD-20-X-B



Molibdênio - Mo DISTRIBUIÇÃO DO MOLIBDÊNIO (Mo) NOS SEDIMENTOS DE CORRENTE Valor Médio = 0,06 ppm
 Valores Anômalos de 1ª e 2ª Ordens (> 0,22 ppm) Valores de Background (0,03 a 0,13 ppm)
 Valores Anômalos de 3ª Ordem (0,14 a 0,22 ppm) Bacias Empobrecidas (< 0,03 ppm)

MAPA GEOQUÍMICO DO NIÓBIO

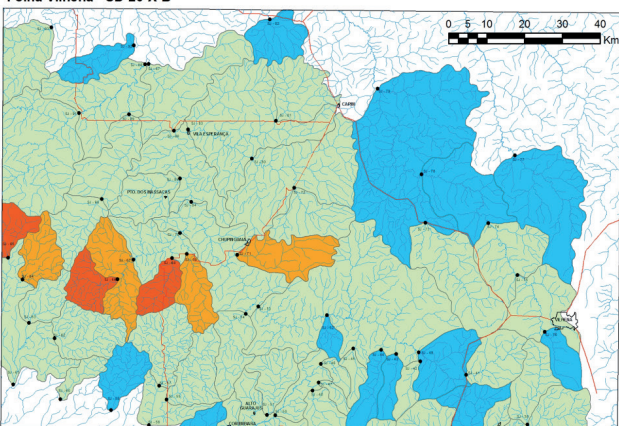
Folha Vilhena - SD-20-X-B



Nióbio - Nb DISTRIBUIÇÃO DO NIÓBIO (Nb) NOS SEDIMENTOS DE CORRENTE Valor Médio = 0,13 ppm
 Valores Anômalos de 3ª Ordem (0,24 a 0,32 ppm) Bacias Empobrecidas (< 0,07 ppm)
 Valores de Background (0,07 a 0,23 ppm)

MAPA GEOQUÍMICO DO NÍQUEL

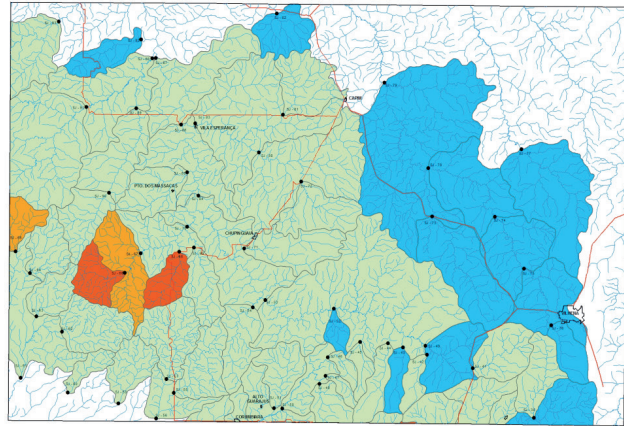
Folha Vilhena - SD-20-X-B



Níquel - Ni DISTRIBUIÇÃO DO NÍQUEL (Ni) NOS SEDIMENTOS DE CORRENTE Valor Médio = 1,43 ppm
 Valores Anômalos de 1ª e 2ª Ordens (> 13,63 ppm) Valores de Background (0,47 a 5,73 ppm)
 Valores Anômalos de 3ª Ordem (5,74 a 13,63 ppm) Bacias Empobrecidas (< 0,47 ppm)

MAPA GEOQUÍMICO DO ZINCO

Folha Vilhena - SD-20-X-B



Zinco - Zn DISTRIBUIÇÃO DO ZINCO (Zn) NOS SEDIMENTOS DE CORRENTE Valor Médio = 6,50 ppm
 Valores Anômalos de 1ª e 2ª Ordens (> 43,00 ppm) Valores de Background (1,60 a 26,00 ppm)
 Valores Anômalos de 3ª Ordem (26,10 a 43,00 ppm) Bacias Empobrecidas (< 1,60 ppm)

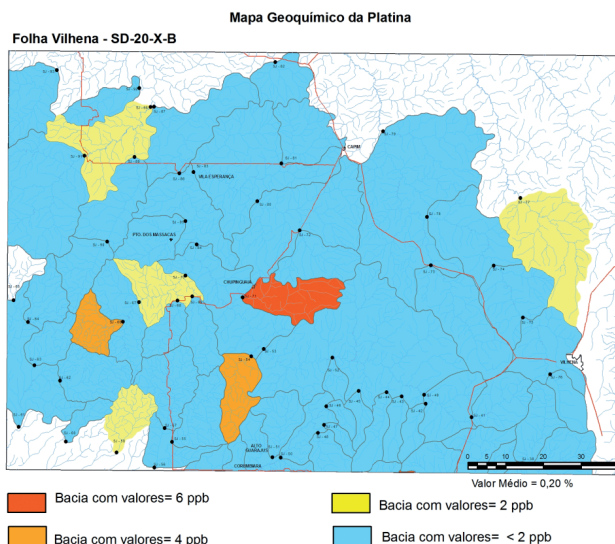
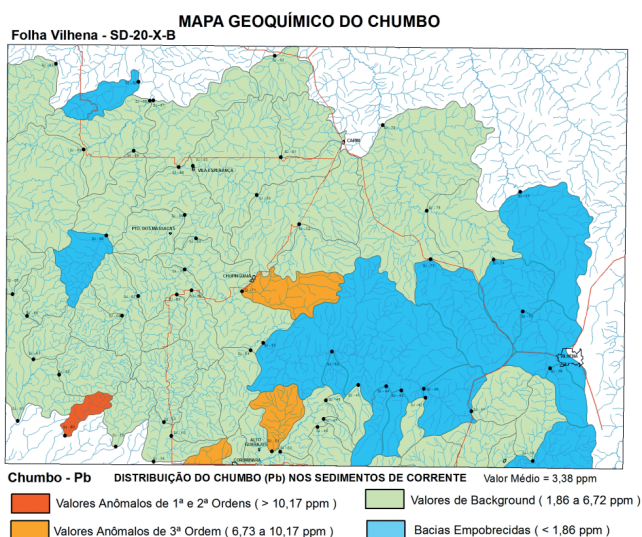
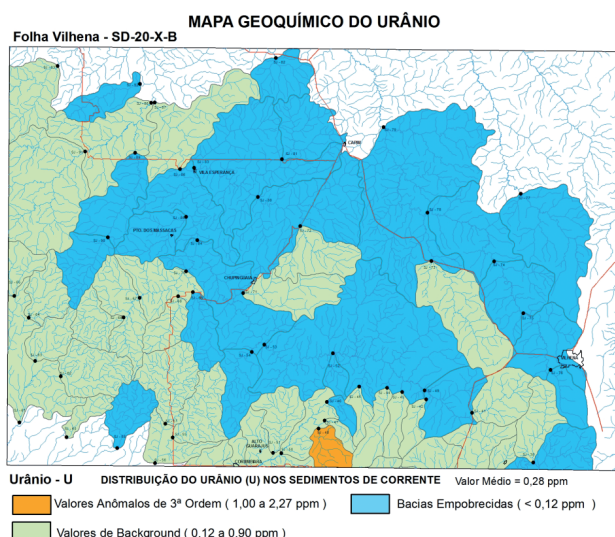
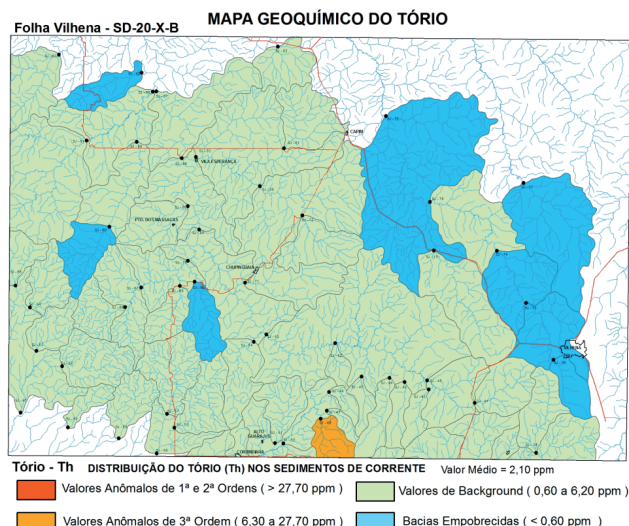


Figura 70 - (a,b,c) Mapas de distribuição dos elementos nas bacias.

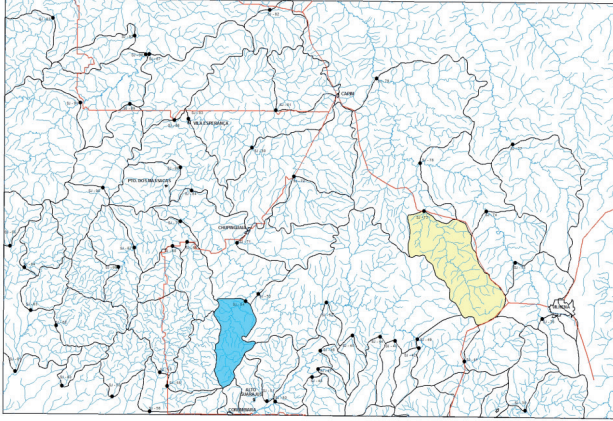
A partir dos resultados das análises mineralógicas semiquantitativas realizadas nas amostras de concentrados de bateia, foram elaborados os seguintes mapas mineralométricos (fig. 71a,b).

Observando-se o Mapa de Bacias Anômalas (fig. 72), chama atenção às sub-bacias correspondentes às amostras SJ-71, SJ-68 e SJ-66. Nelas, estão pre-

sentes associações anômalas de elementos típicos de mineralizações em rochas máficas (Fe, Ti, V, As, Ag, Au, Cu, Hg, Mo, Pb) e ultramáficas (Fe, Cr, Ni, Co, Pd, Pt).

A presença da magnetita nos concentrados de bateia reforça a existência da associação de rochas máficas na região de Chupinguaia.

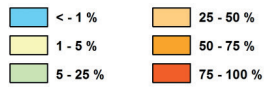
Folha Vilhena - SD-20-X-B



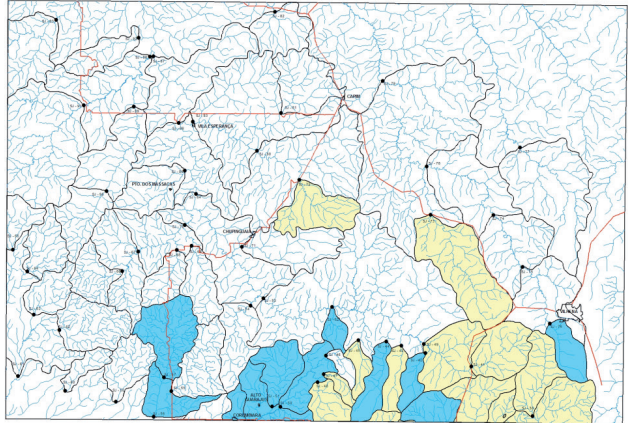
CASSITERITA



ANALISE MINERALÓGICA SEMIQUANTITATIVA



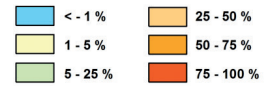
Folha Vilhena - SD-20-X-B



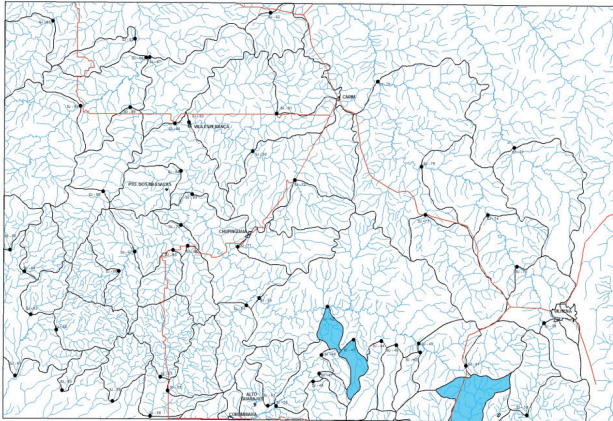
MONAZITA



ANALISE MINERALÓGICA SEMIQUANTITATIVA



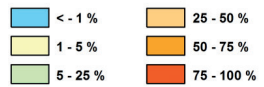
Folha Vilhena - SD-20-X-B



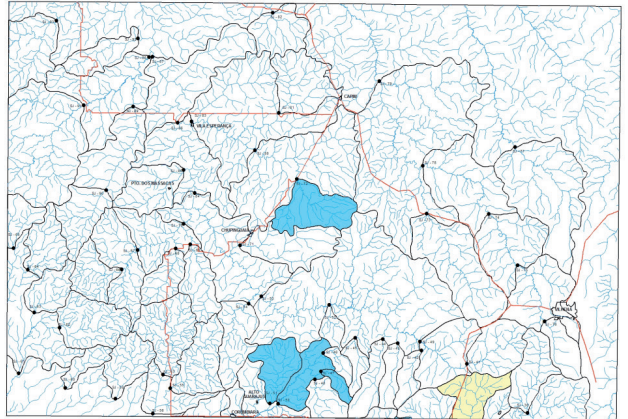
OURO



ANALISE MINERALÓGICA SEMIQUANTITATIVA



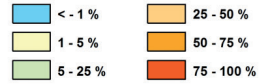
Folha Vilhena - SD-20-X-B



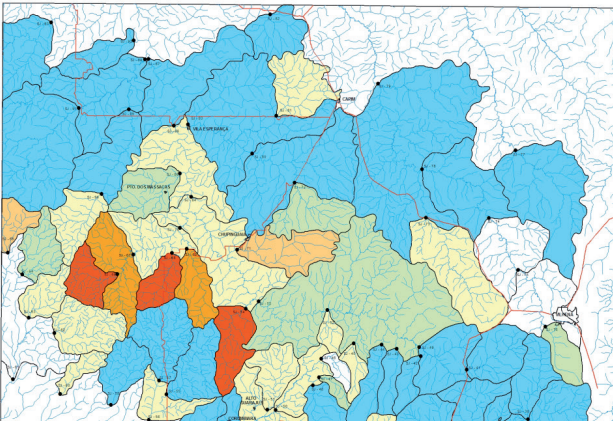
PIRITA OXIDADA



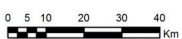
ANALISE MINERALÓGICA SEMIQUANTITATIVA



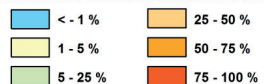
Folha Vilhena - SD-20-X-B



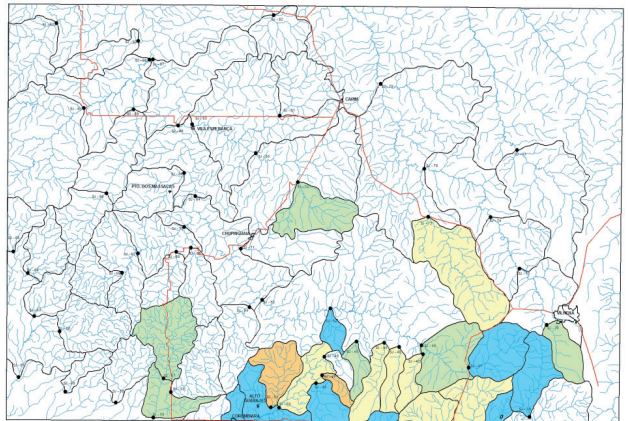
MAGNETITA



ANALISE MINERALÓGICA SEMIQUANTITATIVA



Folha Vilhena - SD-20-X-B



HEMATITA



ANALISE MINERALÓGICA SEMIQUANTITATIVA

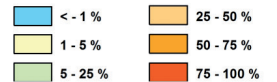


Figura 71 - (a,b) Mapas mineralométricos e a de distribuição dos elementos nas bacias.

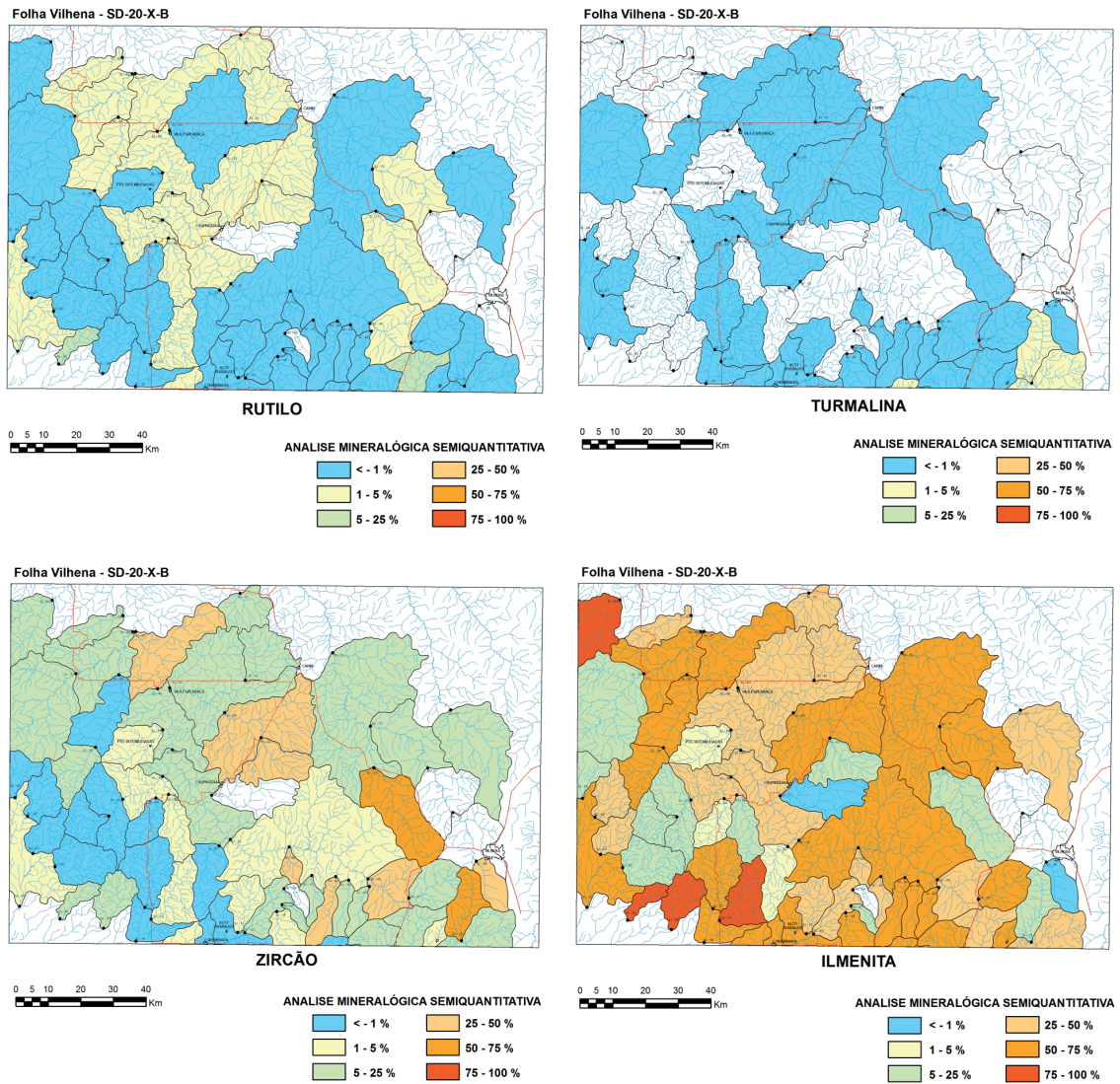


Figura 71 - (a,b) Mapas mineralométricos e a de distribuição dos elementos nas bacias.

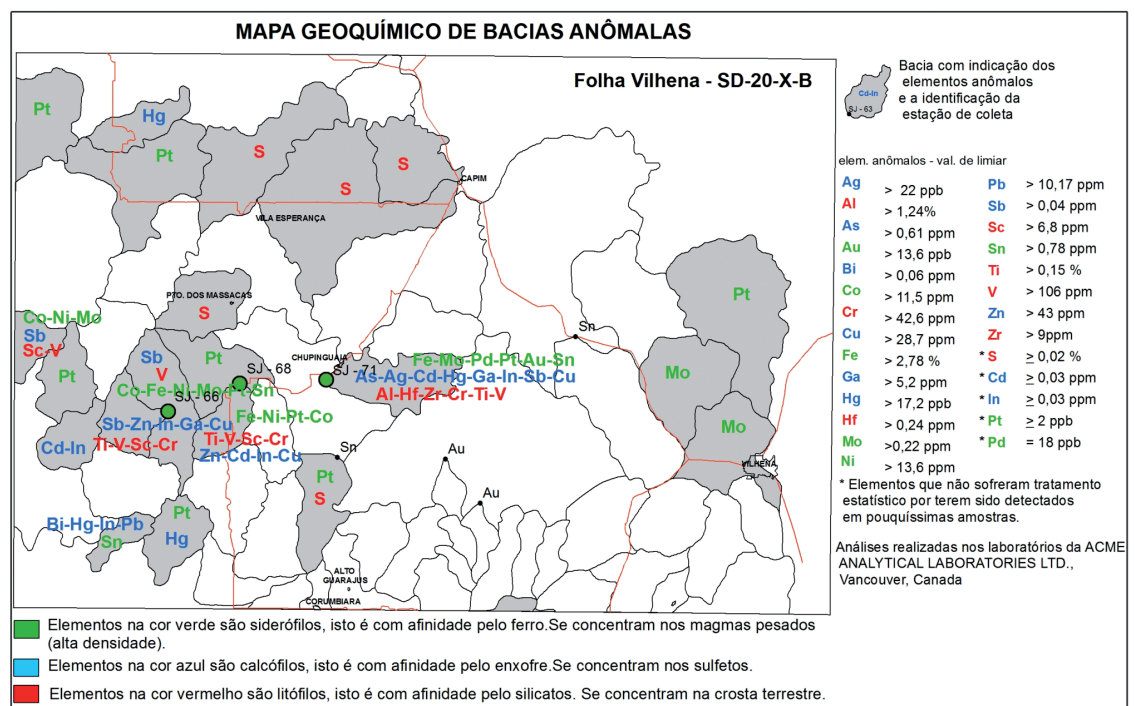


Figura 72 - Mapa de Bacias Anômalas.

6 - RECURSOS MINERAIS

Os recursos minerais da folha Vilhena podem ser simplificada e enquadrados na condição de substâncias metálicas e não-metálicas, os quais perfazem um total de 45 ocorrências (tab. 10). O potencial mineral da folha Vilhena é mais representativo

com as substâncias não metálicas, as quais incluem depósitos de diamante, além de ocorrências de calcário, depósitos de argila, areia, cascalho, granito, saibro e laterito. No agrupamento das substâncias metálicas destacam-se as ocorrências de ouro.

TOPONIMIA	SUBST_PRIN	SUBST_SEC	GRAU_DE_IMP.	MUNICIPIO	UTM E	UTM N
SERRA REC. (VILHENA)	Diamante	Au	Ocorrência	PARECIS	699763	8669062
LINHA 03 SENTIDO COLORADO	Argila		Depósito	CORUMBIARA	725668	8562587
FAZENDA RECORDAÇÃO	Diamante		Ocorrência	PIMENTA BUENO	702883	8669779
RIO CORUMBIARA	Cobre	Zn	Índício	CORUMBIARA	700274	8577257
RIO OMERE	Ouro		Ocorrência	CORUMBIARA	705123	8564138
PORTO ESPERANÇA	Ouro	Opala	Ocorrência	CHUPINGUAIA	736849	8590776
RIO CORUMBIARA	Ouro		Ocorrência	CORUMBIARA	747719	8581213
FAZENDA URUPITA	Ouro		Ocorrência	CORUMBIARA	722920	8569433
SECO DE ARAÇÁ	Ouro		Índício	COLORADO DO OESTE	742196	8563627
GARIMPO APIDIÁ	Ouro		Ocorrência	PIMENTA BUENO	706739	8654231
RIO PIMENTA BUENO	Ouro		Ocorrência	PARECIS	699989	8657690
RIO COMEMORACAO	Diamante		Ocorrência	PIMENTA BUENO	757354	8667331
FAZ. RONCADOR	Diamante	Au	Ocorrência	PARECIS	700705	8660850
RIO ARARAS	Calcário		Índício	PARECIS	668181	8657887
IGARAPÉ CORGÃO, FINAL LH-80	Cascalho		Ocorrência	PIMENTA BUENO	777802	8650206
SECO DE ARAÇÁ-PIRARARA	Ouro	Diamante	Ocorrência	CORUMBIARA	736815	8561848
GARIMPO CABIXI (RIO CABIXI)	Ouro		Ocorrência	VILHENA	796508	8561272
GARIMPO RIO CORUMBIARA	Diamante		Ocorrência	CORUMBIARA	740282	8572877
AFLUENTE RIO TANARU	Dolomito		Ocorrência	CORUMBIARA	694531	8603266
RODOVIA DO BOI	Cascalho		Depósito	VILHENA	693614	8603250
ESTRADA NORTE_SUL	Cascalho		Depósito	CORUMBIARA	729919	8619415
LINHA 105	Malaquita		Ocorrência	PARECIS	687861	8625448
LINHA 50	Muscovita		Ocorrência	SÃO FELIPE	678813	8673334
FAZENDA BARRETO	Malaquita		Ocorrência	PARECIS	677158	8623216
FAZENDA DA RO 391	Cascalho		Depósito	PARECIS	731889	8622768
IGARAPÉ	Pirita	Arsenopirita	Ocorrência	CORUMBIARA	719945	8565460
TRAVESSÃO FAZENDA	Pirita		Ocorrência	SÃO FELIPE	667869	8672268
LINHA 65 OESTE	Pirita	Calcopirita	Ocorrência	PARECIS	681926	8663240
LINHA 65 OESTE	Pirita		Ocorrência	PARECIS	680316	8663426
RO 485 OESTE	Cascalho		Depósito	CORUMBIARA	704891	8562282
FAZENDA CAROLINA	Pirita		Ocorrência	CORUMBIARA	706032	8571372
RO 487	Pirita	Calcopirita	Ocorrência	CORUMBIARA	688647	8578582
TRAVESSÃO FAZENDA ANDREAZZA	Pirita		Ocorrência	CORUMBIARA	689297	8584554
TRAVESSÃO FAZENDA ANDREAZZA	Pirita	Arsenopirita	Ocorrência	CORUMBIARA	689028	8585334
TRAVESSÃO	Pirita		Ocorrência	CORUMBIARA	690425	8589018
FAZENDA PATUÁ	Pirita		Ocorrência	CORUMBIARA	682778	8581836
RODOVIA CORUMBIARA	Cascalho	Saibro	Depósito	CORUMBIARA	688516	8578878
LINHA 150	Cascalho		Depósito	CORUMBIARA	681126	8573350
LINHA 150	Cascalho		Depósito	CORUMBIARA	675364	8573294
LINHA 05 NORTE	Manganês		Ocorrência	CORUMBIARA	746251	8570074
ESTRADA CHUPINGUAIA	Muscovita		Ocorrência	CHUPINGUAIA	733479	8561798
RODOVIA DO PROGRESSO	Cascalho		Depósito	CHUPINGUAIA	697594	8603179
RODOVIA DO PROGRESSO	Cascalho		Depósito	CHUPINGUAIA	689241	8598450
RODOVIA DO PROGRESSO	Feldspato	Saibro	Ocorrência	CORUMBIARA	688471	8578906
CASCALHEIRA DO SILVANEI	Cascalho		Depósito	VILHENA	790056	8564764

Tabela 10 - Relação das ocorrências minerais da Folha Vilhena

6.1 SUBSTÂNCIAS METÁLICAS

Ouro

A maior parte das ocorrências de ouro é de garimpos em depósitos aluvionares, onde alguns foram objetos de intensa exploração a partir da década de 80. Os garimpos, na época, estavam situados no município de Corumbiara, no local denominado Seco do Araçá e nos aluviões do rio Omerê. Outras ocorrências expressivas situam-se nas cabeceiras do rio Cabixi e no rio Apidiá. Atualmente, as atividades garimpeiras estão concentradas em depósitos de diamante. A presença de sulfetos em xistos, na zona de cisalhamento que limita a parte norte do graben do Colorado, é uma área potencial para ouro devido a seu contexto geológico. Pintas de ouro foram identificadas nas amostras de concentrado de um afluente da margem esquerda do rio Tanaru, onde o mesmo drena os filitos da Formação Alto Tanaru. A referida formação apresenta veios centimétricos a métricos de quartzo sulfetado, o qual é parcialmente discordante da xistosidade dos filitos.

Ferro e Manganês

As ocorrências de ferro e manganês estão associadas as formações ferro-manganesíferas bandadas (BIF's) que ocorrem em forma de diversas cristas estreitas, dobradas e alongadas segundo o padrão da foliação regional, na porção sudoeste da folha. São constituídas por magnetita quartzitos e hematita quartzitos com níveis de manganês em zonas de fratura. Essas cristas podem ser perfeitamente visualizadas no mapa aeromagnetométrico de campo total ou de 1ª derivada, de forma que sugerem apresentar continuidade em profundidade. Tanto a magnetita como a hematita, ocorrem em níveis milimétricos a centimétricos descontínuos, por vezes rompidos, intercalados a níveis de quartzo e/ou chert. Manganês de derivação secundária (intempérico) ocorre em fraturas das formações ferríferas.

Cromita

A cromita foi detectada nos concentrados de bateia na porção sudoeste da folha, no domínio das rochas máfico-ultramáficas do Complexo Trincheira. A presença de rochas cumuláticas nessa região é um indicativo para a presença de cromita, muito embora que em algumas amostras de rocha que foram analisadas, os teores de cromita foram normais para rochas ultramáficas. No contexto das rochas máfico-ultramáficas representadas por dunitos, peridotitos, serpentinitos e hornblenditos, as mesmas apresentam potencial para associações ortomagmáticas de Cu-Ni-Cr e EGP, bem como de óxidos de Fe-Ti-V.

Platinóides

Em algumas drenagens que cortam os basaltos da Formação Anari, o material de concentrado de bateia revelou a presença de 8 grãos de ligas minerais de Hg-Pd (identificados em microsonda) e 1 grão da liga Pd-Ag (Romanini, 2000). Minerais platiníferos (12 grãos) também foram identificados nas amostras provenientes dos concentrados de bateia da área que afloram as rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira, além de teores anômalos em sedimento de corrente (Pt=0,22ppm e Pd 0,82ppm) derivados da bacia hidrográfica do rio Trincheira e Igarapé Patoá.

6.2 SUBSTÂNCIAS NÃO-METÁLICAS

Diamante

As ocorrências de diamantes são restritas aos aluviões dos rios Pimenta Bueno, Comemoração e Corumbiara. Neste último, há um garimpo ativo no qual os cristais de diamante estão alojados numa estreita e contínua camada de cascalho (espessura de 1 a 2 metros), sotoposta por uma espessa camada de areia e argila, a qual atinge espessura de até 15 metros. Nos demais depósitos aluvionares dos rios Pimenta Bueno e Comemoração, os garimpos encontram-se inativos, já totalmente explorados. A ocorrência de diamantes em rocha primária ainda não foi detectada, mas há um corpo de kimberlito (Tarcísio 1) na forma de dique nas proximidades da cidade de Corumbiara, o qual foi investigado por empresas de mineração. Entretanto, não são citadas ocorrências de diamante no mesmo.

Calcário

Citam-se as ocorrências de calcário nas cabeceiras do rio Arara, em camada horizontalizada estreita e descontínua, aflorando no leito do referido rio e também como blocos esparsos capeando os diamictitos no leito do Igarapé, afluente da margem esquerda do rio Tanaru. São camadas estreitas (no máximo 5 metros) e descontínuas de dolomito que encontram-se capeando os depósitos glaciais da Formação Corumbiara. Entretanto, face a descontinuidade dos afloramentos de dolomito, os quais estão geralmente encobertos por um espesso manto de intemperismo, não é possível avaliar a extensão e espessura da camada carbonática. Outra ocorrência digna de nota é um bloco alongado de arenito carbonático que aflora na borda norte do Graben do Colorado, limitado pela Falha do Araras, o qual está capeando rochas do embasamento cristalino. Trata-se de um arenito com laminação plano-paralela, composto por níveis de areia entremeado com cimento carbonático.

Rochas e Minerais Industriais (areia, argila, seixo, granito, brita, saibro e laterito)

Esta classe abrange diversas matérias-primas não-metálicas e não-energéticas, de uso final diverso, como, dentre outros, na agroindústria, construção civil e nas indústrias química, cerâmica, de refratários, de isolantes, de pigmentos e como fundentes e abrasivos. São materiais naturais empregados na atividade humana, in natura, ou após beneficiamento ou transformação não metalúrgica.

Os materiais de uso na construção civil ocorrem dispersos amplamente na folha Vilhena. Destacam-se os largos depósitos aluvionares dos rios Comemoração, Pimenta Bueno, Corumbiara e Verde onde encontram-se espessos depósitos de areia e seixo. Adicionalmente, o desmantelamento das camadas arenosas de topo da Formação Rio Ávila fornece amplos depósitos de areia fina, própria para a construção civil (fig. 73a). Nos demais rios e igarapés da região ocorrem extensas planícies aluvionares com alto potencial para areia e argila, como está bem destacado pelos dados do levantamento aerogeofísico, onde as anomalias gamaespectrométricas no canal do K, Th e U delimitam de forma precisa os depósitos aluvionares ricos em material argiloso e arenoso. A

grande maioria dos depósitos argilosos atualmente explorados para fabricação de tijolos é oriunda da alteração das rochas máficas e ultramáficas da região, derivados da decomposição dos basaltos, metagabros, anfibolitos e piroxenitos, dentre outros. Depósitos de saibro e cascalho que podem ser utilizados como material para revestimento de estradas e para aterros estão associados aos maciços graníticos amplamente distribuídos na região e dos basaltos da Formação Anari. Esse tipo de rocha fornece espessas camadas de material de empréstimo (cascalho) para suprir aterros, pavimentar as estradas vicinais, etc, os quais são de fácil desmonte e com grande distribuição em área, conforme indicado (localização das ocorrências) no mapa geológico.

Destacam-se ainda os depósitos de seixo de quartzo subarredondado (fig. 73c) proveniente da parte basal do pacote sedimentar da Formação Rio Ávila, onde estão sendo lavrados os horizontes seixosos que ocorrem preenchendo paleocanais (canais interdunas) no interior dos pacotes de arenitos eólicos (fig. 73b). O desmonte e lavra dos seixos é feito ainda por um sistema bastante rudimentar, composto por jateamento do barranco, sucção do material (seixo+areia) e peneiramento com separação dos seixos (fig. 73d).

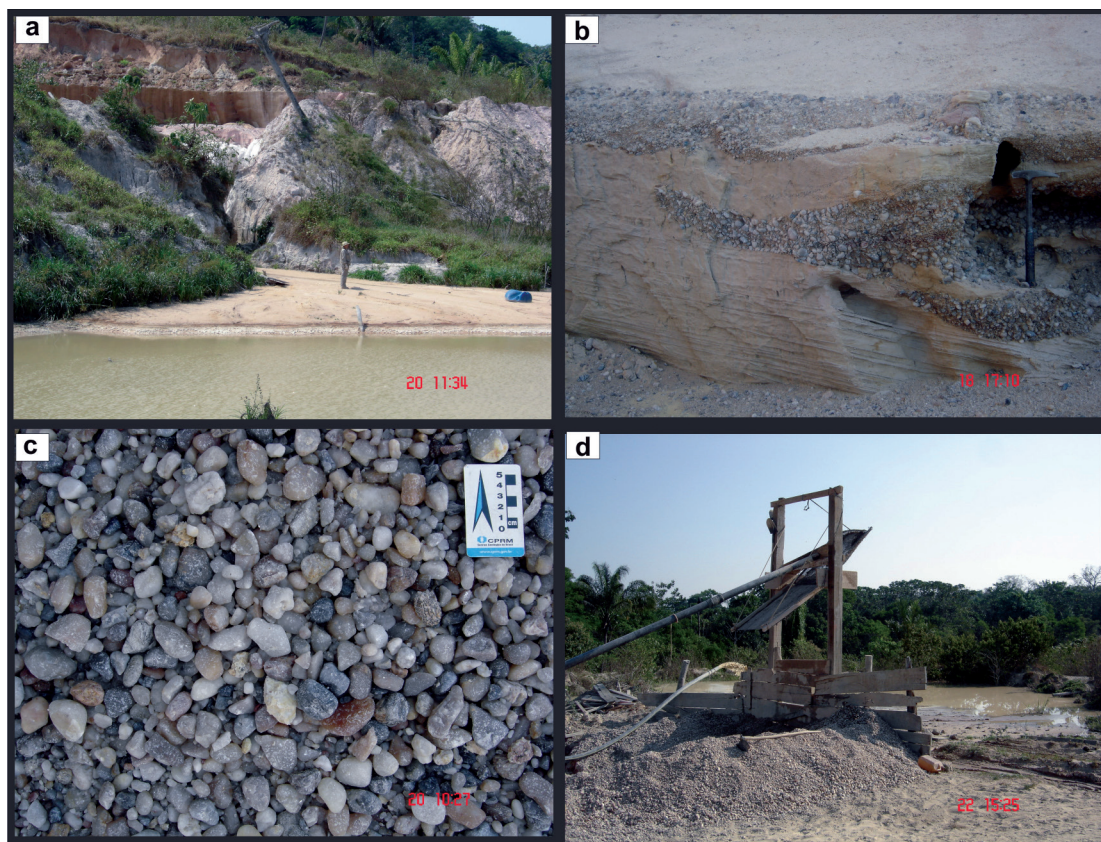


Figura 73 - Materiais utilizados na construção civil. (a) areia proveniente do desmantelamento dos arenitos da Formação Rio Ávila; (b) camada de seixo de quartzo preenchendo paleocanal interdunas; (c) depósito de seixo subarredondado proveniente da lavra do pacote basal da Fm. Rio Ávila; (d) lavra rudimentar para a recuperação de seixo e areia.

Da mesma forma, carapaças lateríticas desmanteladas que produzem cascalho laterítico distribuem-se predominantemente na planície do rio Verde e Corumbiara, a SSW da folha Vilhena.

Na área de mapeamento não foi visualizada nenhuma pedreira em atividade, exceto o material granítico que foi retirado na construção da PCH Primavera do rio Pimenta Bueno. Entretanto, na área existem outros tantos maciços graníticos que oferecem características próprias tanto em volume, textura e facilidade de acesso para a sua exploração. Nesse contexto, alguns maciços graníticos possuem características estéticas favoráveis para utilização como rocha ornamental. Dentre esses, destaca-se um maciço de trondhjemito cinza-claro situado no SW da folha Vilhena, na fazenda Dona Olga.

6. 3 POTENCIAL ECONÔMICO

Não obstante a pequena atividade extrativa mineral praticada atualmente no domínio da Folha Vilhena, visualiza-se boas perspectivas futuras em função da potencialidade destacada pela ambiência geotectônica da região atrelada aos dados geoquímicos e geofísicos amplamente favoráveis. Nesse sentido, procurou-se agrupar os recursos minerais com os ambientes geotectônicos e a sua favorabilidade em relação a associação petrotectônica de um determinado ambiente. Desta forma, no ambiente de fundo oceânico, o qual predomina na porção sudoeste da folha Vilhena, ocorrem metabasaltos, anfíbolitos, metalultramáficas, gnaisses calcissilicáticos, metacherts e formações

ferro-manganesíferas bandadas, intercaladas a uma sucessão de xistos, os quais compõem uma seqüência ofiolítica, onde foram registradas algumas ocorrências e diversos garimpos destivados de ouro, além de zonas anômalas de metais base, cromita e platinóides.

As mineralizações primárias de ouro estão associadas a veios de quartzo encaixados em rochas metabásicas e xistos, afetadas por zonas de cisalhamento dúctil. A paragênese mineral do ouro é com sulfetos (pirita, calcopirita), manganês, carbonato e turmalina. A tipologia do depósito permite caracterizar o processo mineralizante como hidrotermal relacionado a veios de quartzo tardios meso-termiais vinculados, provavelmente, as intrusões dos granitos tardi-tectônicos da Suíte Intrusiva Alto Escondido.

Diversas cristas de formações ferríferas bandadas geralmente associadas com manganês também estão disseminadas no paleoambiente de fundo oceânico. Em superfície, as cristas não são muito extensas por apresentarem-se segmentadas pela deformação superimposta e também pela espessa cobertura regolítica que as recobrem. Entretanto, no levantamento geofísico aeromagnetométrico, essas cristas mostram continuidade em subsuperfície, evidenciado pelas anomalias magnéticas contínuas que sugerem continuidade lateral e em profundidade das mesmas e, dessa forma, os depósitos de ferro podem ser ampliados.

De qualquer forma, torna-se necessária a avaliação dos teores de ferro presentes nas referidas formações para se ter a economicidade dos mesmos.

7 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O mapeamento geológico na escala de 1:250.000 permitiu individualizar várias unidades até então inseridas no indiviso Complexo Xingu ou Complexo Basal, ambos tidos como de idade Arqueana. Entretanto, os estudos dessa vasta região no extremo sudeste de Rondônia, fronteira com o Mato Grosso, indicam uma geologia diversificada evoluída a partir do Calimiano até os tempos atuais.

O embasamento da área está representado por uma associação de rochas de fundo oceânico constituída predominantemente pelo Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira. Este é composto por três unidades justapostas por falhas de cavalgamento/transpressionais, a saber: Unidade Inferior, dominada por granulitos máficos, metapiroxenitos; a Unidade Intermediária, representada predominantemente por anfibolitos bandados, intercalados a metagabros, piroxenitos, os quais foram transformados nas zonas de alto *strain*, para xistos com variável proporção de actinolita, clorita, magnetita, serpentina e raro talco; Unidade Superior, composta por metabasaltos e anfibolitos ricos em anfibólio, onde os primeiros apresentam cavidades alongadas preenchidas por um agregado de epidoto e quartzo (*drainage cavity*), sugerindo serem amígdalas deformadas. Adicionalmente, vulcânicas félsicas de composição dacítica também ocorrem associadas.

Os dados isotópicos das rochas máficas estudadas indicam uma origem do magma a partir de um manto empobrecido (DMM end-member) com valores de $\epsilon Nd_{(T)}$ que variam de +2,6 a +8,8 e $Ri^{87}Sr/^{86}Sr = 0,703$ a $0,704$, os quais também são indicativos de uma origem juvenil em ambiente intraoceânico.

Intercaladas às rochas do Complexo Trincheira ocorrem aquelas pertencentes ao Complexo Colorado. O referido complexo é composto por uma associação de rochas supracrustais constituídas por gnaisses paraderivados, gnaisses calcissilicáticos, formações ferríferas bandadas, metacherts, xistos pelíticos e raros anfibolitos finos. Mineralizações de ouro em depósitos do tipo *lode* estão encaixados em actinolita-albita-clorita xistos, actinolititos e em lentes de epidotitos.

Pods de rochas máficas a ultramáficas ocorrem como corpos de várias dezenas de metros no interior dos metabasaltos e na sequência de rochas metassedimentares, sugerindo intrusões na forma de *sills*. São constituídos por hornblenditos, metapiroxenitos, metagabros, metagabronoritos, meta-

melagabros e leucometagabros, de textura/estrutura ígnea parcialmente preservada. Os granitóides e os diques félsicos da região são mais jovens que as rochas vulcânicas básicas-ultrabásicas do Complexo Trincheira.

A presença de camadas de chert, formação ferrífera bandada e basaltos amigdaloidais são consistentes com um ambiente oceânico para a erupção das rochas vulcânicas e intrusivas associadas. Portanto, a análise de novos dados geológicos e geoquímicos apresentados aqui indica que as rochas máfico-ultramáficas do Complexo Trincheira fazem parte de um sistema de subducção arco-de-ilha/bacia back arc, onde os metabasaltos e anfibolitos ricos em anfibólio representam os toleiótos de arco, enquanto que os granulitos máficos e anfibolitos porfiroblásticos são quimicamente compatíveis com os basaltos de bacia back arc modernos. A participação de “componentes de subducção” na geração do magma está implícita nos elevados teores de Rb, Sr, Ba e K proporcionalmente aos elementos imóveis (HFSE) tais como Nb e Ta. A água derivada da desidratação da lasca subductada é a principal transportadora de tais componentes. Em síntese, esse comportamento dos elementos-traço sugere que a fonte mantélica das lavas e intrusivas do Complexo Trincheira foi influenciada por componentes de subducção.

A deformação e metamorfismo superimposto às rochas do Complexo Trincheira se deu por um sistema compressivo derivativo de uma tectônica acrescionária (crosta oceânica x arco-de-ilhas) iniciada no Calimiano e, posteriormente, por uma tectônica colisional (arco-de-ilha x continente) no Ectasiano, gerando zonas de cisalhamento de extensão regional (Faixa Alto Guaporé), desenvolvidas em condições metamórficas na transição de médio para alto grau.

Durante a instalação da Faixa Alto Guaporé ocorreu o posicionamento de vários corpos de granitóides, os quais são marcadores de três fases distintas da deformação. Os granitos sintectônicos são intrusivos nos xistos, paragneisses e anfibolitos do Complexo Colorado e suas feições sugerem magmatismo quase que contemporâneo com as máficas. Os granitóides, por sua vez, são cortados por diques de aplitos e raros pegmatitos. Composicionalmente são representados por uma variedade de granitóides que vão desde sienogranitos até tonalitos. Os granitos tardi-tectônicos apresentam contato claramente discordante com as rochas do embasamento. São gra-

nitos *stricto sensu*, homogêneos, leucocráticos, com incipiente trama de fluxo magmático.

Salienta-se também nesta investigação, a cartografia de unidades metavulcano-sedimentares de baixo grau metamórfico que ocorrem como uma faixa estreita bordejando a parte sul da Bacia dos Parecis, a qual possui zircões que forneceram idades de deposição da sequência do final do Neoproterozóico ao início do Paleozóico, correlacionável ao Grupo Cuiabá (Mato Grosso). Da mesma forma, a definição de diamictitos capeados por carbonatos nessa mesma região é outra indicação de uma associação de rochas depositadas no final do Neoproterozóico, amplamente distribuídas no estado de Mato Grosso e agora primeiramente identificadas no estado de Rondônia.

No presente trabalho, com a definição do ambiente geotectônico como sendo de uma bacia oceânica intrusada por rochas graníticas e gabróicas fornece para a área em apreço uma potencialidade metalogenética para metais base (Cu-Ni-EGP's) e ouro. A região abrangida pela Folha Vilhena mostra uma diversidade no potencial mineral, englobando desde metais base, ouro, ferro e mangânes até materiais de emprego direto na construção civil como areia, seixo, brita, argila, rocha ornamental e material de revestimento para estradas.

A título de recomendações e sugestões para as empresas privadas que atuam no setor mineral, sugere-se a investigação detalhada das rochas ofiolíticas do Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira,

as quais apresentam indícios de mineralizações de cromita, ouro e sulfetos de níquel. Da mesma forma, sugere-se um programa de prospecção para ouro ao longo de toda a Faixa Alto Guaporé, apoiado pelos resultados de prospecção geoquímica, no qual destacam-se áreas anômalas para o referido elemento.

Adicionalmente, sugere-se uma investigação detalhada ao longo dos limites norte e sul da Bacia do Parecis com o embasamento cristalino, no intuito de se identificar áreas com potencial para ouro nas estreitas faixas de rochas vulcano-sedimentares da Formação Alto Tanaru. Também, investigar (em sub-superfície) essas áreas marginais à Bacia na tentativa de se ampliar a área de ocorrência das camadas de rochas carbonáticas (dolomitos) da Formação Corumbiara. Por fim, recomenda-se aos administradores e legisladores dos governos estaduais e municipais, uma atuação junto às comunidades rurais, no sentido de delimitarem áreas de proteção ambiental para que se possam salvaguardar os mananciais de água que abastecem as propriedades rurais, vilas e cidades, de forma a proteger e restabelecer as matas ciliares assim como evitar o assoreamento dos igarapés e rios da região. Com o aumento expressivo da atividade agrícola, principalmente com o cultivo da soja, grandes áreas vegetadas estão sendo substituídas pela monocultura, num processo de morte lenta dos pequenos igarapés, além da remoção da camada de solo fértil pelas enxurradas características do inverno amazônico.

8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adamy, A. 2002. Estudo das formas do relevo. In: Atlas geoambiental de Rondônia. 2 ed. SEDAM, Porto Velho, pp. 51-55.
- Adamy, A., Longo, E. A., Scandolara, J. E., Latrubesse, E., Serruya, N. M. 2000. Diagnóstico do Meio Físico-Biótico. In: Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM). Projeto Zoneamento Ecológico-Econômico Brasil-Bolívia (ZEE Brasil-Bolívia) - Eixo Rio Abunã - Vale do Guaporé. Vol 1. p. 30-39.
- Amaral, G. 1974. Geologia pré-cambriana da Região Amazônica. Tese Livre de Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p.
- Arndt, N. T., 1994. Archean komatiites. In: Condie, K.C. (Ed.), Archean Crustal Evolution. Elsevier, Amsterdam, pp. 11-44.
- Barros, A.M., Silva, R.H., Cardoso, O.M.F.A., Freire, F.A., Souza Junior, J.J., Rivetti, M., Luz, D.S., Palmeira, R.C. B., Tassinari, C.C.G. 1982. Geologia. In: DNPM, Projeto Radambrasil. Folha SD.21, Cuiabá; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, pp. 25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- Bettencourt, J.S., Basei, M.A.S., Payolla, B.L., Leite Jr., W.B. 2001. New evidences of recurring convergent margin magmatism in the eastern Central Rondônia, Brazil. In: Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: state-of-the-art, 1, Extended Abstracts, p. 48-52.
- Bettencourt, J.S., Leite Jr. W.B., Ruiz, A.S., Matos, R, Payolla, B.L, Tosdal, R.M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. Journal of South American Earth Sciences, 29, 28-46.
- Barrett, T.J., MacLean, W.H. 1994. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstone and younger volcanic rocks. In: Lentz, D.R. (Ed.), Alteration and Alteration Processes Associated with Ore-Forming Systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes, vol. 11, pp. 433-467.
- Bahia, R.B.C., Silva, C.R. 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha SC.20-Z-C-VI-Rio Pardo. Estado de Rondônia. Escala 1:100.000. Brasília: CPRM. 1v., il. (Convenio DNPM/CPRM).
- Batchelor, R.A. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rick series using multicationic parameters. Chemical Geology, 48: 43-55.
- Bizinella, G.A., Santiago, A.F., Santos, A., Borges, F.R., Souza, F.J.C., Godoy, H.K., Yamaguti, H.C., Oliveira, J.R., Oliveira, R.L. 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri. DNPM/CPRM, Manaus, 8v. il.
- Boger, S.D., Raetz, M., Giles, D., Etchaert, E., Fanning, M.C. 2005. U-Pb age data from the Sunsás region of eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua Blok. Precambrian Research, 139:121-146.
- Bonnot-Courtois, C. 1981. Distribution des terres rares dans les depots hydrothermaux de la zone FAMOUS et des galapagos-Comparaison avec les sediments metalliferes. Marine Geology, 39(1-2).
- Brunsmann, A., Franz, G., Erzinger, Landwehr, D., 2000. Zoisite- and clinozoisite-segregations in metabasites (Tauern Window, Austria) as evidence for high-pressure fluid-rock interaction. J. Met. Geol., 18, pp. 1-21.
- Cann, J. R. 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks: Earth Planet. Sci. Lett., v. 19, p. 7-11.
- Cordani, U., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: Congresso Geologico Chileno, 2, Actas, p. 137-148.
- Costa, J.B.S. & Hasui, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: M.L. Costa da & R.S. Angélica (coords.). Contribuições à Geologia da Amazônia. FINEP-SBG, Belém, pp. 15-90.
- Cruz, N.M.C. 1980. Palinologia de sedimentos paleozóicos do Território Federal de Rondônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Balneário de Camboriú. Anais do... Balneário de Camboriú: SBG, v.5, p. 3041-3048.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks and associations. Chem. Geol, 29:183-210.
- Costa, M. L.; Choque Fernandez, O. J.; Requelme, M. E. R. Depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. In: Marini, O. J.; Queiroz, E. T.; Ramos, B.W. (Ed.). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. Brasília: DNPM/FINEP/ADIMB, 2005, p. 227-333.

- Dequech, V. 1943. Comissão para o estudo das jazidas auríferas do Urumacuan. Relatório Final. DNPM/CPRM, Rio de Janeiro, 57 pp. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 765) DNPM. 1987. Mapa geológico do Estado de Goiás. Escala 1.1000.000.
- Fairchild, I.J. & Hambrey, M.J. 1984. The Vendian succession of northeastern Spitsbergen: petrogenesis of a dolomite-tillite association. *Precambrian Res.*, 26, 111-167.
- Figueiredo, A.J. de A., Barros, A.M., Eulalio Filho, A., Rodrigues, A.P., Barreto, B.F., Pimentel, G.B., Couto, J.G.P., Reischl, J.L., Costa, S.A.G., Resende Filho, S.T., Pastore Junior W.P., Ribeiro Filho, W. 1974. Projeto Alto Guaporé. Relatório Final. Folha Tangará da Serra SD.21-Y-B. DNPM/CPRM, Goiania, v. 1.
- Frei, R., Rosing, M., Waight, T.E., Krogstad, E.J., Storey, M., Ulfbeck, D.G. and Albarde, E. 2002. Hydrothermal-metasomatic and tectono-metamorphic processes in the Isua greenstone belt (West Greenland): a multi-isotopic investigation of their effects on the Earth's oldest oceanic crustal sequence. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66: 467-486.
- Fodor, R.V., Corwin, C. and Rosemberg, A. 1985. Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, Southern Brazil: crustal contamination, source material, and South Atlantic magmatism: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 54-65.
- Geraldes, C.M. 2000. Geoquímica e geocronologia do plutonismo granítico mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico). Tese de Doutorado, Universidade Sao Paulo, 414 p.
- Hasui, Y., Haralyi, N.L.E, Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: DNPM, Symposium Amazônico, 2, Anais, p. 129-147.
- Holdhus, S. 1971. Para-amphibolite from Gurskoy and Sandsoy, Summore, West Norway. *Nonk Geoiogllk* 11d.Hkrift, 51:231-246.1.
- Hofmann, A.W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationships between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet Sci. Lett.* 90, 297-314.
- Humphris, S.E., Thompson, G., Shilling, J.G., Kingsley, R.A. 1985. Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46°S and 32°S: influence of the Tristan da Cunha mantle Plume. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49:1445-1464.
- Kroonenberg, S.B. 1982. A Grenvillian granulite belt in the Columbian Andes and its relation to the Guiana Shild. *Geol.Mijnbouw*, 61:325-333.
- Irvine, T. N., Baragar, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548, 1971.
- Kennedy, M. J., N. Christie-Blick, and A. R. Prave. 2001. Carbon isotopic composition of Neoproterozoic glacial carbonates as a test of paleoceanographic models for snowball Earth phenomena, *Geology*, 29, 1135-1138.
- Köppen, W. 1948. *Climatologia*. Ed. Fondo Cultura Economica, Mexico City.
- Kux, H.J.H., Brasil, A.E., Franco, M.S.M. 1979. Geomorfologia da folha SC.20-Guaporé. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.20-Guaporé. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 19).
- Langmuir, C.H., Bender, J.F., Bence, A.E., Hanson, G.N., Taylor, S.R. 1977. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: mid-ocean ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36:133-156.
- Latrubesse, E.M., Rodrigues, S.C., Mamede, L. 1998. Sistema de Classificação e Mapeamento Geomorfológico: uma nova proposta. *Geosul, Florianópolis*, v.14, n.27, p.682-687. Edição Especial - II Simpósio Nacional de Geomorfologia. UFSC.
- Leal, J.W.L., Silva, G.H., Santos, D.B., Teixeira, W., Lima, M.I.C., Fernandes, C.A.C., Pinto, A.C. 1978. *Geologia*. In: DNPM, Projeto Radambrasil. Folha SC.20 Porto Velho; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, pp. 17-184. (Levantamento de Recursos Naturais, 16).
- Lima, M.G., Souza, A.A, Rocha, J.M.A. 2009. Caracterização das unidades geomorfológicas e dos perfis de intemperismo lateríticos presentes nas Folhas Rio Novo, Serra da Borda e Vila Oeste, porção SW do estado de Mato Grosso. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 11. Workshop sobre o SW do Cráton Amazônico, 3, Cuiabá.
- Litherland, M., Annells, R.N., Appleton, J.D., Berrange, J.P., Bloomfield, K., Burton C.C.J., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klinck B.A., Llanos, A., Mitchell, W.I., O'Connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., Webb, B.C. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. *British Geological Survey, London*, 152 pp. (Overseas Memoir, 9).
- Ludden, J.N., Gélinas, L., Trudel, P. 1982. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Québec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences* 19, 2276-2287.
- Jochum, K.P., Arndt, N.T., Hofmann, A.W. 1991. Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on

- komatiite petrogenesis and mantle evolution.. *Earth and Planetary Science Letters* 107: 272-289.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5):635-643.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., de Min, A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284:616-618.
- Matos, J.B., Schorscher, H.D., Geraldés, M.C., Souza, Z.A. 2001. The Rio Alegre volcanosedimentary sequence (SW Amazonian Craton, Brazil): chemical and isotopes (U/Pb and Sm/Nd) constrains and tectonic implications. In: *Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: state-of-the-art*, 1, Extended Abstracts, p. 56-59.
- Matos, J.B., Schorscher, J.H., Geraldés, M.C., Souza, Z.A., Ruiz, A.S. 2004. Petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas do orógeno Rio Alegre, Mato Grosso: um registro de crosta oceânica Mesoproterozoica no SW do Craton Amazônico. *Revista do Instituto de Geociências*, 4(1):75-90.
- Melo, D. P., Costa, R. C. R., Natali Filho, T. 1978. Geomorfologia. In: BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC 20 Porto Velho. Rio de Janeiro, 668p (Levantamento de Recursos Naturais, 16) p. 187-250.
- Menezes, R.G. 1993. PONTES E LACERDA FOLHA SD. 21-Y-C-II. Estado de Mato Grosso. Escala 1:100.000. CPRM, Brasília, 126 pp.
- Montes-Lauar, C.R., Pacca, I.G., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Petrini, R., Rizzieri, R. 1994. The Anari and Tapirapuã Jurassic formations, western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 128, (3-4), p. 357-371.
- Murton, B.J., Peate, D.W., Arculus, R.J. Pearce, J.A., Van Der Laan, S.R. 1992. Trace-element geochemistry of volcanic rocks from Site 786: the Izu-Bonin forearc. In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B., et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125, 211-235.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 757-775.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V., Fairchild, T. R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, Denver, v. 31, n. 7, p. 613-616.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V., Trindade, R. I. F., Fairchild, T. R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, v. 237, p. 168-190.
- Olivatti, O. & Ribeiro Filho, W. 1976. *Projetos Centro-Oeste de Mato Grosso, Alto Guaporé e Serra Azul*. CPRM, Goiânia, 51 pp.
- Oliveira, E.P. 1915. Geologia: reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. Expedição Científica Roosevelt-Rondon. In: *Comissão de Linhas Telegráficas Estratégicas de Mato Grosso ao Amazonas*, Publicação, 50.
- Oliveira, E.P. 1936. *Madeiras petrificadas dos Parecis*. Notas Preliminares e Estudos. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 3:2-14.
- Oliveira, A. I., Leonardos, O. H. 1943. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, Serviço de Informação Agrícola, 813 p., 37 estampas (Série Didática, 2).
- Padilha, A.V., Montes, A. S.L., Frota, G.B., Moreira, J.M.P., Menezes Filho, N.R., Almeida, W.J., Abreu Filho, W., Silveira, W.P., Santana, W.R.R. 1974. *Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso*. Relatório Final. CPRM, Goiânia, v. 1(Relatório Inédito).
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956-983.
- Pearce, J.A., Van Der Laan, S.R., Arculus, R.J., Murton, B.J., Ishii, T. 1992. Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In *Proc. ODP Sci. Results*, ed P. Fryer, J.A., Pearce, L.B., Stokking., et al, pp 623-59. College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Pearce, J.A., Peate, D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.* 23, 251-285.
- Pearce, J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, Vol. 19, No. 4, p. 120-125.
- Pedreira, A.J. & Bahia, R.B.C. 2004. Estratigrafia e evolução da Bacia dos Parecis, Região Amazônica, Brasil: integração e síntese de dados dos projetos Alto Guaporé, Serra Azul, Serra do Roncador, Centro-Oeste de Mato Grosso e Sudeste de Rondônia. CPRM, Brasília, 39 pp.
- Pedreira, A.J. 1998. Sistemas deposicionais e estratigrafia da Bacia dos Parecis no Estado de Rondônia. *Relatório de Viagem*. CPRM, Salvador.

- Perfit, M.R., Gust, D.A., Bence, A.E., Arculus, R.J., Taylor, S.R. 1980. Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources. *Chem Geol* 30:227-256.
- Pinto Filho, F.P., Freitas, A.F., Melo, C.F., Romanini, S.J. 1977. Projeto Sudeste de Rondônia. Relatório Final. DNPM/CPRM, Porto Velho, 4v. il.
- Priem, H.N.A., Kroonenberg, S.B., Boelrick, N.A.I.M., Hebeda, E.H. 1989. Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of a 1.6 Ga basement underlying the 1.2 Ga Garzon-Santa Marta Granulite Belt in the Colombian Andes. *Precambrian Research*, 42:315-324.
- Polat, A., Hofmann, A.W., Rosing, M.T. 2002. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chemical Geology* 184, 231–254.
- Polat, A., Hofmann, A.W., Appel, P.W.U. 2004. Geochemical diversity in volcanic rocks of the > 3.7 Ga Isua Greenstone belt, southern west Greenland: implications for mantle composition and geodynamic processes. *In The Precambrian Earth: Tempos an events.* p. 74-88.
- Puchtel, I.S., Hofmann, A.W., Mezger, K., Jochum, K.P., Shchipansky, A.A., Samsonov, A.V. 1998. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 155: 57-74.
- Quadros, M.L.E.S. & Rizzotto, G.J. 2007. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia – Sistema de Informações Geográficas. Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Rondônia. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Porto Velho, 153 p.
- Ribeiro Filho, W. & Figueiredo, A.J.A. 1974. Reconhecimento geológico da região oeste de Mato Grosso. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 28, Anais, p. 27-35.
- Rizzotto, G.J. & Dehler, N. M. 2007. Arcabouço estrutural da Faixa Alto Guaporé e o regime tectônico do ectasiano na borda SW do Craton Amazônico. *In: SBG, Simposio Nacional de Estudos Tectônicos*, 11. *International Symposium on Tectonics*, 5, Anais, p. 130-132.
- Rizzotto, G.J. 1999. Petrologia e ambiente geotectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências, 137 p.
- Rizzotto, G.J. 2001. Reavaliação do ciclo orogênico Sunsás/Aguapeí no sudoeste do Cráton Amazônico. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, *Resumos Expandidos*, CD-Rom.
- Rizzotto, G.J., Bettencourt, J.S., Teixeira, W., Pacca, I.I.G., D'agrella Filho, M.S. 2002. Geologia e geocronologia da Suite Metamórfica Colorado SE de Rondônia. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, Anais, p. 331.
- Rizzotto, G.J., Cruz, N.M. C., Oliveira, J.G.F. de, Quadros, M.L. E.S., Castro, J.M. 2006. Paleoambiente e o registro fossilífero pleistocênico dos sedimentos da Formação Rio Madeira. *In: SBG, Simposio de Geologia da Amazônia*, 9, *Trabalhos Apresentados*, CD-Rom.
- Rizzotto, G.J., Quadros, M.L. E.S., Oliveira, J.G.F., Castro, J.M. DE, Lafon, J.M. 2006. Idades Pb-Pb dos granitos do setor noroeste do Estado de Rondônia. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9, *Trabalhos Apresentados*, CD-Rom.
- Rizzotto, G.J., Quadros, M.L. E.S., Bahia, R.B.C., Dall'igna, L.G., Cordeiro, A.V. 2004. Folha SD. 20 Guaporé. *In: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos, J.D.A. Jesus, de (eds.) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília, CDRom.*
- Rizzotto, G.J., Oliveira J.G.F., Quadros, M.L. E.S., Castro, J.M.R., Cordeiro, A., Adamy A., Dantas, M.E., Melo Junior H.R. DE. 2005. Projeto Rio Madeira: levantamento de informações para subsidiar o estudo de viabilidade do aproveitamento hidrelétrico (AHE) do Rio Madeira. AHE Jirau. Relatório Final. CPRM, Porto Velho, 295 pp.
- Rizzotto, G.J. 2010. Geologia e Recursos Minerais da Folha Pimenteiras (SD.20-X-D). Sistema de Informação Geográfica-SIG. CPRM, Rondônia, Brazil, 136pp.
- Rizzotto, G.J., Hartmann, L.A., 2012. Geological and geochemical evolution of the Trincheira Complex, a Mesoproterozoic ophiolite in the southwestern Amazon craton, Brazil. *Lithos*, 148, 277–295.
- Romanini, S.J. 2000. Programa Nacional de Prospecção de Metais do Grupo da Platina. Geologia e prospecção geoquímica/aluvionar da área Corumbiara/Chupinguaia-Rondônia. CPRM, Porto Alegre. (Informe de Recursos Minerais. Serie Metais do Grupo da Platina e Associados, 6).
- Ruiz, A.S. 2005. Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônico região limítrofe Brasil – Bolívia -Mato Grosso. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, 250 p.
- Sadowski, G.R. & Bettencourt, J.S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between

- eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, 76(3/4):213-228.
- Santarém, P.C., Scandolara, J.E., Silva, C.R., Menezes, M.R.G. 1992. O cinturão de cisalhamento Guaporé nos Estados de Mato Grosso e Rondônia: dados preliminares. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Boletim de Resumos Expandidos, p. 321-322.
- Santos, J.O.S. 2003. Geocronologia isotópica na resolução de problemas estratigráficos: exemplos e sugestões de aplicação. In: SBG, Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: escudo e bacias, 14, Anais, p. 23-28.
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Chemale, F., Hartmann, L.A., Quadros, M.L.E.S., McNaughton, N.J. 2003. Três orogêneses colisionais no sudoeste do Cráton Amazonas: evidências com base em geocronologia U-Pb. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 8, Boletim de Resumos, p. 85-88.
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Potter, P., Mcnaughton, N., Matos, R., Hartmann, L., Chemale jr, F., Quadros, M. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U Pb geochronology. *Precambrian Research*, v. 165, p. 120-152
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. 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*, 3(4):453-488.
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Easton, M.R., Potter, P.E., Hartmann, L.A., Mcnaughton, N.J. 2002. The Sunsás Orogen in Western Amazon Craton, South America and correlation with the Grenville Orogen of Laurentia, based on U-Pb isotopic study of detrital and igneous zircons. *Geological Society of America*, Denver.
- Santos, R.O.B., Pitthan, J.H.L., Barbosa, E.S., Fernandez, C.A.C., Tassinari, C.C.G., Campos, D. A. 1979. Geologia. In: DNPM, Projeto Radambrasil. Folha SD.20 Guaporé; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, pp. 21-123. (Levantamento de Recursos Naturais, 19).
- Scandolara, J.E. 2006. Geologia e evolução do Terreno Jamari, embasamento da Faixa Sunsás-Aguapeí, centro-leste de Rondônia, SW do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 460 p. CD-Rom
- Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J., Amorim, J.L., Quadros, M.L. E.S., Bahia, R.B.C. 2001. A evolução geológica do segmento sudoeste do Cráton Amazônico-Estado de Rondônia e adjacências. In: N.J. Reis & M.A.S. Monteiro (coords.) Contribuições à geologia da Amazônia-v.2. SBG-Nucleo Norte, Manaus, pp. 251-340.
- Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J., Bahia, R.B.C., Quadros, M.L. E.S., Silva, C.R., Amorim, J.L. 1999. Mapa geológico do Estado de Rondônia. Escala 1:1.000.000. CPRM, Porto Velho.
- Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J. 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha SC.20-Z-C-V-Paulo Saldanha. Estado de Rondonia. Escala 1:100.000. Brasília: CPRM, 1998. 1v., il. (Convenio DNPM/CPRM).
- Shackleton, R.M., Ries, A.C., Coward, M.P., Cobbold, P.R. 1979. Structure metamorphism and geochronology of the Arequipa massif of coastal Peru. *Journal of the Geological Society*, 136(2):195-214.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: textos, mapas & SIG. Brasília, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 692p.
- Silva, G.H., Leal, J.W.L., Salum, O.A.L., Dall'agnol, R., Basei, M.A.S. 1974. Esboço geológico de parte da Folha SC. 21 Juruena. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Anais, p. 309-320.
- Silva, C.R., Bahia, R.B.C., Silva, L.C. 1992. Geologia da Região de Rolim de Moura-Sudeste de Rondônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo: SBG-Nucleo São Paulo, 1992. V. 2, p.152-153.
- Siqueira, L.P. 1989. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 3:3-16.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. In: A.D. Saunders & M.J. Norry (eds.) *Magmatism in the ocean basins*. London, p. 313-345. (Geological Society Special Publication, 42).
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. de Brito-Neves (orgs.) *Geologia do continente Sul Americano*. Beca, Sao Paulo, pp. 471-485.
- Tassinari, C.G., Bettencourt, J.S., Geraldés, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazon craton. In: Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D.A., (Eds.), *Tectonic evolution of South*

- America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 41-95.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 pp. il. (Geoscience texts).
- Tecnossolo/DHV/EPTISA, 1999. Governo do Estado de Rondônia. Zoneamento socioeconômico-ecológico do Estado de Rondônia. Geomorfologia. 3 vol. Volume 2-Anexo A - Parte 4, 1-18.
- Teixeira, N.A. 1996. Geologia, petrologia e implicações prospectivas da Província kimberlítica de Juína (MT). Exame de Qualificação, Universidade de Brasília, 84 p.
- Teixeira, W. & Tassinari, C.C.G. 1984. Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: DNPM, Symposium Amazônico, 2, Anais, p. 89-101.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implication. Precambrian Research, 42:213-227.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. Scottish Journal of Geology, 18: 49-107.
- Tohver, E., Bettencourt, J.S., Tosdal, R., Mezger, K., Leite, W.B., Payolla, B.L. 2004a. Terrane transfer during the Grenville orogeny: tracing the Amazonian ancestry of southern Appalachian basement through Pb and Nd isotopes. Earth and Planetary Science Letters, 228:161-176.
- Tohver, E., Van der pluijm, B.A., Mezger, K., Essene, E., Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J. 2004b. Significance of the Nova Brasilândia metasedimentary belt in western Brazil: Redefining the Mesoproterozoic boundary of the Amazon Craton. Tectonics, 23:1-20.
- Tohver, E., Van der pluijm, B.A., Van der Voo, R., Rizzotto, G.J., Scandolara, J.E. 2002. Paleogeography of the Amazon Craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. Earth and Planetary Science Letters, 199:185-200.
- Van Zuidam, R.A. 1985. Aerial Photointerpretation in Terrain Analysis and Geomorphological Mapping. ITC. Smits Publisher, 42p. Netherlands.
- Vasconcelos, P.M., Renée, P.R., Brimhall, G.H., Becker, T.A. 1994. Direct dating of weathering phenomena by ^{39}Ar - ^{40}Ar analysis of supergene K-Mn oxides. Geochim. Cosmochim. Acta, 58, 1635-1665.
- Vernon, R.H. 1970. Comparative grain-boundary studies in some basic and ultrabasic granulites, nodules and cumulates. Scottish Journal of Geology, 6, 337-351.
- Weaver, B.L. and Tarney, J. 1981b. The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle. Contrib. Mineral. Petrol, 78: 175-188.
- Weska, R.K. & Svisero, D.P. 2001. Uma síntese do conhecimento sobre as rochas de natureza kimberlítica da porção sul do Craton Amazônico, no Estado de Mato Grosso. In: Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: state-of-the-art, Extended Abstracts, 1, p. 140-144.
- Winchester, J.A. & Max, M.D. 1989. Tectonic setting discrimination in clastic sequences: an example from the late proterozoic Erris Group, NW Ireland. Precambrian Research, 45(1/3):191-201.
- Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. London, Unwin Hyman Ltd. 466p.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differential products, using immobile elements. Chem. Geol., v. 20, pp. 325-344.
- Zolinger, I.T. 2005. As Intrusões de afinidade Kimberlítica E1 e Es1 da Região de Colorado do Oeste, Rondônia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 130 p.
- Xie, Q., Kerrich, R., Fan, J. 1993. HFSE/REE fractionations recorded in three komatiite-basalt sequences, Archean Abitibi greenstone belt: implications for multiple plume sources and depths. Geochim. Cosmochim. Acta 57, 4111-4118.

APENDICE

SÚMULA DOS DADOS DE PRODUÇÃO

Súmula dos Dados Físicos de Produção

1. Geologia

Mapeamento geológico (km ²)	17.100
Caminhamento geológico (km)	2.100
Afloramentos estudados	1.633
Amostras de rochas coletadas	404
Cadastramento mineral	44
Análises petrográficas	180

2. Geoquímica

Sedimento de corrente	53
Concentrado de bateia	53
Rocha.....	75

3. Datação geocronológica

U-Pb (LAM-MC-ICP-MS).....	4
U-Pb (shrimp)	4

ANEXO 01

ANÁLISES MINERALÓGICAS SEMI-QUANTITATIVAS DOS CONCENTRADOS DE BATEIA

ANEXO 1- ANÁLISES MINERALÓGICAS SEMI-QUANTITATIVAS DOS CONCENTRADOS DE BATEIA

SIGLA	MAGNETITA	HEMATITA	ILMENITA	LIMONITA	CASSITERITA	RUTILO	MONAZITA	ZIRCAO	ANATASIO	OURO	GRANADA
SJ-38	S01	S01	S15	S01		S01	S03	S60	S01		S01
SJ-41	S01	S01	S60	S01		S01	S03	S15	S01		
SJ-43	S01	S03	S60	S01		S01	S03	S15	S01		S01
SJ-44	S01	S03	S60			S01	S01	S40			S01
SJ-47	S15	S40	S15	S01		S01	S03	S15	S01		S01
SJ-48	S01	S01	S60	S01		S01	S03	S03			S15
SJ-49	S01	S15	S40			S03	S03	S40			S15
SJ-50	S03	S03	S40	S01		S01	S01	S15			S01
SJ-51	S03	S40	S40	S01		S01	S01	S03			
SJ-52	S03	S01	S40	S01		S01	S01	S40		S01	S01
SJ-53	S15		S60	S03		S01		S03			S01
SJ-54	S85		S03	S03	S01	S01		S01			S01
SJ-55	S01		S85	S01		S03		S03	S01		S01
SJ-56	S03	S15	S60	S01		S01	S01	S01			S01
SJ-57	S01	S15	S60	S01		S01	S01	S01			S01
SJ-58	S01		S85	S01		S01		S15			S03
SJ-60	S03		S85	S01		S15		S15			S03
SJ-61			S60	S01		S03		S03			S15
SJ-62	S03		S15	S03		S01		S01			S01
SJ-63	S03		S40	S15		S01		S01	S01		S15
SJ-64	S15		S40	S03		S01		S01			S03
SJ-65	S40		S15	S15		S01		S01			S03
SJ-66	S85		S15	S03		S01		S01			
SJ-67	S60		S15	S15		S01		S01			S03
SJ-68	S85		S03	S15		S01		S01			
SJ-69	S60		S15	S15		S03		S03			S01
SJ-70	S03		S40	S15		S03		S03			S01
SJ-71	S40		S01	S60							
SJ-72	S15	S15	S15	S01		S03	S03	S40			S01
SJ-73		S03	S15	S01	S03	S03	S03	S60			
SJ-76	S15	S15	S01	S15			S01	S40			
SJ-77	S01		S40			S01		S15			

SIGLA	PIROXÊNIO	ANFIBOLIO	TURMALINA	CIANITA	ESTAUROLITA	EPIDOTO	ESPINELIO	LEUCOXÊNIO	APATITA	MICA	PIR. OXIDADA
SJ-38			S03		S15	S03		S03			
SJ-41			S01		S03	S01		S03	S01		
SJ-43			S01	S01	S15	S01	S01	S03	S01		
SJ-44			S01		S03	S01	S01	S03	S01	S01	
SJ-47		S01	S01		S15	S01	S01	S03	S01	S01	S01
SJ-48	S01	S01	S01		S15	S01	S01	S01		S01	
SJ-49		S03	S01		S15	S03	S01	S03	S01	S01	
SJ-50		S01			S15	S03	S01	S01	S01	S01	S01
SJ-51		S01	S01		S03	S03	S01	S03		S01	S01
SJ-52			S01	S01	S15	S01	S01	S01	S01		
SJ-53								S03			
SJ-54		S01									
SJ-55		S01	S01					S01			
SJ-56	S01	S01	S01		S03	S01	S01	S03			
SJ-57	S01	S03	S01		S15	S15	S01	S03		S01	
SJ-58		S01					S01	S01			
SJ-60								S01			
SJ-61			S01				S01				
SJ-62		S01									
SJ-63		S01	S01					S03			
SJ-64		S15						S01			
SJ-65		S03						S01			
SJ-66		S01									
SJ-67		S03									
SJ-68		S01	S01								
SJ-69		S01					S01	S01			
SJ-70		S01	S01								
SJ-71											
SJ-72			S01		S01	S01	S01	S01	S01		S01
SJ-73			S01		S15	S01		S01	S01		
SJ-76			S01		S01	S01		S01	S01		
SJ-77								S01			

Geologia e Recursos Minerais da Folha Vilhena

SIGLA	MAGNETITA	HEMATITA	ILMENITA	LIMONITA	CASSITERITA	RUTILO	MONAZITA	ZIRCAO	ANATASIO	OURO	GRANADA
SJ-78	S01		S60	S01		S03		S15			
SJ-79	S01		S60	S01		S01		S15			
SJ-80	S01		S60	S01		S03		S40			
SJ-81	S03		S40	S60		S03		S15			S01
SJ-82	S01		S40	S15		S03		S15			S01
SJ-83	S01		S40	S15		S01		S15			S01
SJ-84	S03		S40	S01		S03		S15			S03
SJ-85	S15		S03	S60		S01		S03			S01
SJ-86	S03		S40	S15		S03		S15			S03
SJ-87	S01		S60	S03		S03		S40			S03
SJ-88	S01		S60	S01		S03		S15			S01
SJ-89	S01		S60	S03		S03		S01			S01
SJ-90	S03		S60	S15		S01		S15			S01
SJ-91	S01		S15	S01		S01		S15			
SJ-92	S01		S40	S40		S03		S15			
SJ-93	S01		S85	S40		S01		S15			S01

SIGLA	PIROXÊNIO	ANFIBOLIO	TURMALINA	CIANITA	ESTAUROLITA	EPIDOTO	ESPINELIO	LEUCOXÊNIO			
SJ-78								S03			
SJ-79			S01					S01			
SJ-80			S01					S03			
SJ-81			S01					S01			
SJ-82			S01					S01			
SJ-83			S01					S03			
SJ-84			S01					S01			
SJ-85											
SJ-86								S01	SEMIQUANTITATIVA NORMAL		
SJ-87			S01					S01			
SJ-88								S01	S	85	75 - 100 %
SJ-89			S01				S01	S01	S	60	50 - 75 %
SJ-90								S01	S	40	25 - 50 %
SJ-91			S01					S01	S	15	5 - 25 %
SJ-92							S01	S01	S	3	1 - 5 %
SJ-93							S01	S01	S	1	< - 1 %

ANEXO 02

ANÁLISES QUÍMICAS DOS SEDIMENTOS DE CORRENTE

ANEXO 2 - ANÁLISES QUÍMICAS DOS SEDIMENTOS DE CORRENTE							
ELEMENTOS AMOSTRAS	Mo (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Ag (ppb)	Ni (ppm)	Co (ppm)
SJ-S-038	0,04	1,01	1,89	1,60	9,00	0,60	0,20
SJ-S-041	0,04	1,61	2,77	2,10	11,00	0,50	0,30
SJ-S-043	0,10	1,19	1,60	1,10	12,00	0,40	0,30
SJ-S-044	0,10	0,88	1,37	1,90	10,00	0,40	0,40
SJ-S-047	0,12	2,40	2,10	4,90	12,00	1,30	1,10
SJ-S-048	0,10	2,67	5,62	10,30	15,00	1,70	2,20
SJ-S-049	0,02	0,94	1,69	1,20	9,00	< 0,10	0,30
SJ-S-051	0,08	4,28	8,40	15,90	19,00	1,40	4,20
SJ-S-053	0,02	1,94	1,79	3,20	3,00	0,50	0,60
SJ-S-054	0,05	10,30	2,25	13,80	5,00	4,00	6,20
SJ-S-055	0,04	2,71	3,17	8,90	5,00	0,90	2,20
SJ-S-056	0,09	4,48	4,01	15,50	10,00	1,30	4,00
SJ-S-057	0,08	8,00	5,39	24,70	11,00	3,40	8,20
SJ-S-058	0,04	2,38	3,57	7,30	2,00	0,40	2,90
SJ-S-060	0,05	2,84	15,94	8,10	13,00	0,70	2,40
SJ-S-061	0,05	5,00	3,97	14,20	4,00	1,90	6,70
SJ-S-062	0,05	5,87	3,49	20,10	6,00	4,10	9,70
SJ-S-063	0,11	5,94	4,48	13,40	4,00	1,50	3,60
SJ-S-064	0,07	11,09	2,61	19,80	4,00	6,60	7,40
SJ-S-065	0,23	25,48	3,15	26,40	5,00	14,90	11,70
SJ-S-066	0,29	55,81	3,55	62,50	14,00	23,80	25,70
SJ-S-067	0,17	27,31	4,61	31,00	7,00	8,80	10,60
SJ-S-068	0,14	35,11	4,16	49,70	6,00	14,40	16,30
SJ-S-069	0,07	15,16	1,99	23,30	3,00	6,90	7,10
SJ-S-070	0,06	14,54	3,72	21,70	4,00	5,30	7,30
SJ-S-071	0,48	94,36	6,78	20,90	27,00	9,40	7,90
SJ-S-072	0,04	4,09	6,24	6,50	13,00	1,50	1,70
SJ-S-073	0,15	0,86	1,81	0,80	10,00	0,70	0,10
SJ-S-074	0,29	0,97	0,75	0,40	11,00	1,60	< 0,10
SJ-S-075	0,47	0,95	0,81	0,50	8,00	2,90	< 0,10
SJ-S-076	0,07	0,61	0,96	0,40	10,00	< 0,10	< 0,10
SJ-S-077	0,03	0,54	1,51	0,60	3,00	0,10	0,10
SJ-S-078	0,02	0,74	2,29	1,30	3,00	0,40	0,20
SJ-S-079	0,02	0,88	2,51	1,40	2,00	0,40	0,20
SJ-S-080	0,02	1,46	3,93	2,40	2,00	0,70	0,80
SJ-S-081	0,03	1,41	4,19	3,50	6,00	0,90	1,10
SJ-S-082	0,03	0,95	2,50	1,40	3,00	0,30	0,20
SJ-S-083	0,02	1,36	3,09	2,70	3,00	0,80	0,60
SJ-S-084	0,02	5,16	3,00	7,00	6,00	1,90	2,50
SJ-S-085	0,02	2,05	2,79	2,50	2,00	0,60	0,90
SJ-S-086	0,01	2,63	2,21	4,20	2,00	1,00	1,10
SJ-S-087	0,02	3,31	2,99	5,80	4,00	1,50	1,70
SJ-S-088	0,04	1,40	2,59	4,40	3,00	0,90	1,00
SJ-S-089	0,03	1,93	2,14	3,60	2,00	0,90	1,00
SJ-S-090	0,01	2,00	1,74	2,60	2,00	0,80	0,80
SJ-S-091	0,04	2,19	2,58	11,20	2,00	2,10	1,90
SJ-S-092	0,04	0,54	0,90	0,40	2,00	0,10	0,10
SJ-S-093	0,06	2,42	2,85	8,10	8,00	1,50	1,90

CPRM - Programa Geologia do Brasil

ELEMENTOS AMOSTRAS	Mn (ppm)	Fe (%)	As (ppm)	U (ppm)	Au (ppb)	Th (ppm)	Sr (ppm)	Cd (ppm)	Sb (ppm)
SJ-S-038	8,00	0,07	0,10	0,20	0,50	1,60	1,40	0,01	< 0,02
SJ-S-041	12,00	0,13	0,30	0,30	< 0,20	3,20	1,20	< 0,01	0,02
SJ-S-043	10,00	0,05	0,10	0,20	0,20	1,50	1,30	< 0,01	< 0,02
SJ-S-044	9,00	0,04	0,20	0,20	0,20	1,80	0,90	< 0,01	< 0,02
SJ-S-047	57,00	0,33	0,10	0,20	0,40	1,50	2,00	0,01	0,03
SJ-S-048	315,00	0,44	0,30	1,50	3,10	14,90	3,00	0,01	< 0,02
SJ-S-049	17,00	0,04	0,20	0,10	0,20	1,30	1,10	< 0,01	0,02
SJ-S-050	125,00	0,39	0,20	0,50	1,30	3,70	3,70	0,01	0,02
SJ-S-051	468,00	0,82	0,20	0,40	1,30	3,00	3,40	0,02	0,03
SJ-S-052	5,00	0,11	0,20	0,10	< 0,20	1,00	0,80	< 0,01	0,03
SJ-S-053	25,00	0,14	<0,10	0,10	0,30	0,90	0,80	<0,01	0,03
SJ-S-054	288,00	0,88	<0,10	0,10	10,80	0,80	1,70	0,02	<0,02
SJ-S-055	168,00	0,40	<0,10	0,20	0,80	0,80	1,40	0,02	<0,02
SJ-S-056	383,00	0,76	0,10	0,20	< 0,20	1,00	2,70	0,01	0,02
SJ-S-057	550,00	1,40	0,20	0,30	0,70	1,90	4,40	0,03	0,03
SJ-S-058	145,00	0,30	<0,10	0,10	<0,20	0,80	0,70	0,01	<0,02
SJ-S-060	135,00	0,25	<0,10	0,90	0,80	3,60	0,60	0,01	<0,02
SJ-S-061	374,00	0,76	<0,10	0,20	0,30	1,20	0,80	0,01	<0,02
SJ-S-062	451,00	1,23	<0,10	0,20	<0,20	0,90	2,10	<0,01	<0,02
SJ-S-063	116,00	0,81	<0,10	0,20	0,50	1,20	0,70	0,03	0,02
SJ-S-064	250,00	1,05	<0,10	0,20	0,60	0,70	2,20	0,02	0,02
SJ-S-065	304,00	2,68	0,20	0,30	0,80	1,90	4,30	0,02	0,04
SJ-S-066	730,00	3,87	<0,10	0,30	10,70	0,90	2,40	0,03	0,04
SJ-S-067	394,00	2,13	0,10	0,40	0,70	1,30	2,40	0,02	0,04
SJ-S-068	473,00	2,81	0,10	0,20	10,70	0,80	3,60	0,03	0,02
SJ-S-069	208,00	0,98	<0,10	0,10	0,70	0,40	1,40	<0,01	<0,02
SJ-S-070	289,00	1,15	<0,10	0,20	0,50	0,80	2,20	0,01	0,02
SJ-S-071	367,00	10,21	0,60	0,60	20,60	3,10	1,10	0,06	0,10
SJ-S-072	67,00	0,22	0,20	0,20	< 0,20	1,20	3,40	< 0,01	0,03
SJ-S-073	5,00	0,09	0,30	0,20	< 0,20	1,80	0,50	< 0,01	0,03
SJ-S-074	2,00	0,02	< 0,10	0,10	< 0,20	0,20	0,70	< 0,01	< 0,02
SJ-S-075	< 1,00	0,04	0,20	< 0,10	< 0,20	0,20	< 0,50	0,01	< 0,02
SJ-S-076	< 1,00	0,14	0,30	< 0,10	< 0,20	0,40	< 0,50	< 0,01	0,03
SJ-S-077	3,00	0,01	0,10	<0,10	0,20	0,30	<0,50	<0,01	0,03
SJ-S-078	8,00	0,08	<0,10	0,10	<0,20	0,60	0,60	<0,01	0,03
SJ-S-079	7,00	0,08	0,10	0,10	0,20	0,50	<0,50	<0,01	0,02
SJ-S-080	21,00	0,07	0,10	0,10	<0,20	0,70	0,70	0,01	0,02
SJ-S-081	49,00	0,11	0,10	0,10	0,30	1,20	1,00	<0,01	0,03
SJ-S-082	12,00	0,09	<0,10	0,10	<0,20	0,70	<0,50	<0,01	0,03
SJ-S-083	21,00	0,09	0,10	0,10	<0,20	1,40	0,90	<0,01	0,03
SJ-S-084	95,00	0,33	0,20	0,10	0,40	0,90	1,30	<0,01	0,03
SJ-S-085	35,00	0,05	<0,10	0,10	<0,20	0,60	<0,50	<0,01	<0,02
SJ-S-086	29,00	0,14	<0,10	0,10	<0,20	1,50	0,60	<0,01	<0,02
SJ-S-087	63,00	0,20	0,10	0,20	0,40	2,40	0,80	0,01	0,02
SJ-S-088	65,00	0,19	0,10	0,50	0,30	5,00	1,10	<0,01	0,02
SJ-S-089	29,00	0,10	0,20	0,10	<0,20	0,70	0,50	<0,01	<0,02
SJ-S-090	36,00	0,10	<0,10	0,10	0,50	0,50	0,70	0,01	<0,02
SJ-S-091	67,00	0,42	<0,10	0,50	<0,20	4,60	1,80	<0,01	0,02
SJ-S-092	6,00	0,06	0,10	<0,10	<0,20	0,20	<0,50	0,01	0,02
SJ-S-093	70,00	0,34	<0,10	0,50	<0,20	4,50	1,90	0,01	0,02

Geologia e Recursos Minerais da Folha Vilhena

ELEMENTOS AMOSTRAS	Bi (ppm)	V (ppm)	Ca (%)	P (%)	La (ppm)	Cr (ppm)	Mg (%)	Ba (ppm)	Ti (%)
SJ-S-038	< 0,02	2,00	< 0,01	0,002	4,60	1,40	0,01	23,50	0,005
SJ-S-041	0,02	4,00	< 0,01	0,003	8,50	2,10	0,01	21,70	0,008
SJ-S-043	< 0,02	< 2,00	< 0,01	0,002	3,90	1,50	< 0,01	19,60	0,007
SJ-S-044	< 0,02	< 2,00	< 0,01	0,001	5,30	1,60	0,01	17,10	0,007
SJ-S-047	0,03	8,00	0,02	0,003	4,60	4,60	0,05	28,40	0,017
SJ-S-048	0,04	10,00	0,03	0,010	42,60	7,20	0,06	51,50	0,038
SJ-S-049	< 0,02	2,00	< 0,01	0,001	3,90	0,60	< 0,01	18,80	0,007
SJ-S-050	0,02	8,00	0,04	0,007	11,70	5,70	0,10	42,00	0,026
SJ-S-051	0,06	18,00	0,04	0,014	7,50	9,60	0,05	71,90	0,072
SJ-S-052	0,02	3,00	< 0,01	0,001	2,80	2,00	< 0,01	15,90	0,006
SJ-S-053	< 0,02	7,00	0,01	0,001	2,50	1,10	0,01	8,10	0,012
SJ-S-054	0,02	42,00	0,02	0,005	2,80	6,30	0,03	38,10	0,063
SJ-S-055	0,03	10,00	0,02	0,006	2,60	6,40	0,02	25,90	0,033
SJ-S-056	0,04	21,00	0,04	0,009	3,40	12,10	0,04	39,80	0,098
SJ-S-057	0,05	35,00	0,08	0,013	6,70	19,50	0,08	61,40	0,139
SJ-S-058	0,04	10,00	0,01	0,004	2,70	5,70	0,01	15,80	0,033
SJ-S-060	0,08	22,00	0,01	0,004	5,20	29,00	< 0,01	15,90	0,062
SJ-S-061	0,03	24,00	0,02	0,011	2,70	22,00	0,01	17,80	0,033
SJ-S-062	0,03	33,00	0,04	0,012	3,50	24,50	0,03	26,20	0,033
SJ-S-063	0,05	27,00	0,02	0,008	2,30	17,20	0,01	13,80	0,050
SJ-S-064	0,02	49,00	0,05	0,007	2,80	14,90	0,05	31,40	0,072
SJ-S-065	0,03	122,00	0,10	0,011	5,70	25,30	0,13	41,80	0,100
SJ-S-066	0,04	247,00	0,05	0,009	5,20	42,10	0,06	72,70	0,244
SJ-S-067	0,04	128,00	0,04	0,008	4,50	26,00	0,07	34,90	0,137
SJ-S-068	< 0,02	154,00	0,09	0,009	5,00	42,10	0,07	57,90	0,154
SJ-S-069	< 0,02	60,00	0,03	0,004	2,00	14,40	0,03	33,20	0,085
SJ-S-070	< 0,02	47,00	0,05	0,007	3,50	18,10	0,04	31,60	0,061
SJ-S-071	0,14	425,00	0,02	0,012	4,00	96,70	0,01	10,30	0,316
SJ-S-072	< 0,02	8,00	0,01	0,003	4,60	4,10	0,04	42,30	0,021
SJ-S-073	0,03	3,00	< 0,01	0,001	5,10	3,20	< 0,01	13,40	0,009
SJ-S-074	< 0,02	< 2,00	< 0,01	0,001	0,90	3,90	< 0,01	15,70	0,004
SJ-S-075	< 0,02	< 2,00	< 0,01	0,002	1,00	6,30	< 0,01	14,40	0,002
SJ-S-076	0,02	6,00	< 0,01	0,001	0,70	2,30	< 0,01	12,70	0,004
SJ-S-077	< 0,02	< 2,00	< 0,01	0,001	1,00	< 0,50	< 0,01	2,90	0,004
SJ-S-078	< 0,02	2,00	0,01	0,002	2,20	0,90	0,01	5,30	0,004
SJ-S-079	< 0,02	2,00	< 0,01	0,001	2,00	1,00	0,01	5,40	0,005
SJ-S-080	< 0,02	3,00	< 0,01	0,001	2,50	1,70	0,01	13,40	0,008
SJ-S-081	< 0,02	2,00	0,01	0,002	5,00	1,60	0,01	13,00	0,006
SJ-S-082	< 0,02	2,00	< 0,01	0,001	2,60	0,80	< 0,01	4,10	0,008
SJ-S-083	< 0,02	2,00	0,01	0,002	4,30	2,10	0,01	12,40	0,007
SJ-S-084	< 0,02	12,00	0,02	0,004	3,30	4,70	0,02	20,90	0,020
SJ-S-085	< 0,02	3,00	< 0,01	0,002	2,20	1,50	< 0,01	9,40	0,007
SJ-S-086	< 0,02	8,00	0,01	0,002	4,40	2,60	0,01	11,60	0,016
SJ-S-087	< 0,02	8,00	0,01	0,004	6,00	3,40	0,02	16,70	0,016
SJ-S-088	0,03	4,00	0,01	0,005	13,00	2,80	0,02	17,50	0,008
SJ-S-089	< 0,02	3,00	< 0,01	0,002	2,20	1,90	0,01	11,30	0,007
SJ-S-090	< 0,02	5,00	0,01	0,002	1,10	1,80	0,01	9,00	0,010
SJ-S-091	0,03	7,00	0,02	0,006	10,70	5,60	0,06	26,30	0,016
SJ-S-092	< 0,02	3,00	< 0,01	0,001	< 0,50	0,90	< 0,01	3,70	0,004
SJ-S-093	0,03	7,00	0,02	0,008	12,30	5,50	0,03	28,20	0,020

CPRM - Programa Geologia do Brasil

ELEMENTOS AMOSTRAS	B (ppm)	Al (%)	Na (%)	K (%)	W (ppm)	Sc (ppm)	Tl (ppm)	S (%)	Hg (ppb)
SJ-S-038	< 1,00	0,09	< 0,001	0,01	< 0,10	0,30	< 0,02	< 0,01	< 5,00
SJ-S-041	< 1,00	0,13	0,001	0,01	< 0,10	0,30	< 0,02	0,01	5,00
SJ-S-043	< 1,00	0,10	< 0,001	0,01	< 0,10	0,20	< 0,02	< 0,01	< 5,00
SJ-S-044	< 1,00	0,05	< 0,001	0,01	< 0,10	0,20	< 0,02	0,01	< 5,00
SJ-S-047	< 1,00	0,22	0,002	0,03	< 0,10	0,60	0,02	< 0,01	< 5,00
SJ-S-048	< 1,00	0,31	0,004	0,06	< 0,10	1,00	0,05	< 0,01	< 5,00
SJ-S-049	< 1,00	0,07	< 0,001	0,01	< 0,10	0,20	< 0,02	0,01	< 5,00
SJ-S-051	2,00	0,51	0,004	0,04	< 0,10	1,90	0,05	< 0,01	5,00
SJ-S-052	< 1,00	0,10	< 0,001	< 0,01	< 0,10	0,30	< 0,02	< 0,01	< 5,00
SJ-S-053	< 1,00	0,07	< 0,001	0,01	< 0,10	0,30	< 0,02	0,02	7,00
SJ-S-054	< 1,00	0,22	0,002	0,01	< 0,10	2,20	0,02	0,02	< 5,00
SJ-S-055	< 1,00	0,14	0,001	0,02	< 0,10	1,10	0,02	0,01	6,00
SJ-S-056	< 1,00	0,35	0,006	0,02	< 0,10	1,90	0,02	< 0,01	< 5,00
SJ-S-057	1,00	0,62	0,006	0,03	< 0,10	3,00	0,03	< 0,01	5,00
SJ-S-058	< 1,00	0,08	0,001	< 0,01	< 0,10	1,20	< 0,02	< 0,01	21,00
SJ-S-060	< 1,00	0,06	< 0,001	< 0,01	< 0,10	2,80	< 0,02	0,01	31,00
SJ-S-061	1,00	0,21	0,001	< 0,01	< 0,10	2,90	< 0,02	0,02	< 5,00
SJ-S-062	1,00	0,29	0,001	0,01	< 0,10	3,10	0,02	< 0,01	15,00
SJ-S-063	< 1,00	0,15	0,001	< 0,01	< 0,10	2,40	< 0,02	< 0,01	7,00
SJ-S-064	< 1,00	0,30	0,003	0,01	< 0,10	2,50	0,02	< 0,01	16,00
SJ-S-065	1,00	0,93	0,006	0,03	< 0,10	7,00	0,04	< 0,01	5,00
SJ-S-066	1,00	0,77	0,002	0,01	< 0,10	7,80	0,05	< 0,01	12,00
SJ-S-067	1,00	0,38	0,002	0,02	< 0,10	3,50	0,03	< 0,01	8,00
SJ-S-068	< 1,00	0,70	0,005	< 0,01	< 0,10	8,10	< 0,02	< 0,01	9,00
SJ-S-069	< 1,00	0,25	0,002	< 0,01	< 0,10	2,70	< 0,02	< 0,01	< 5,00
SJ-S-070	< 1,00	0,34	0,002	0,01	< 0,10	3,80	0,02	< 0,01	9,00
SJ-S-071	< 1,00	4,76	< 0,001	< 0,01	< 0,10	33,00	< 0,02	< 0,01	27,00
SJ-S-072	1,00	0,24	0,002	0,03	< 0,10	0,60	0,05	< 0,01	< 5,00
SJ-S-073	< 1,00	0,10	< 0,001	< 0,01	< 0,10	0,20	< 0,02	< 0,01	6,00
SJ-S-074	< 1,00	0,05	< 0,001	< 0,01	< 0,10	0,10	< 0,02	< 0,01	< 5,00
SJ-S-075	< 1,00	0,06	< 0,001	< 0,01	< 0,10	0,10	< 0,02	0,01	< 5,00
SJ-S-076	< 1,00	0,11	0,001	< 0,01	< 0,10	0,30	< 0,02	0,01	5,00
SJ-S-077	< 1,00	0,03	< 0,001	< 0,01	< 0,10	0,10	< 0,02	< 0,01	11,00
SJ-S-078	< 1,00	0,06	< 0,001	0,01	< 0,10	0,30	< 0,02	0,01	7,00
SJ-S-079	< 1,00	0,06	< 0,001	0,01	< 0,10	0,20	< 0,02	0,01	8,00
SJ-S-080	< 1,00	0,08	< 0,001	0,01	< 0,10	0,40	0,02	0,01	7,00
SJ-S-081	< 1,00	0,10	< 0,001	0,01	< 0,10	0,30	0,03	0,02	5,00
SJ-S-082	< 1,00	0,06	< 0,001	< 0,01	< 0,10	0,20	< 0,02	0,01	8,00
SJ-S-083	< 1,00	0,07	< 0,001	0,01	< 0,10	0,30	0,02	0,04	6,00
SJ-S-084	< 1,00	0,17	0,001	0,01	< 0,10	1,30	0,02	0,01	6,00
SJ-S-085	< 1,00	0,06	< 0,001	< 0,01	< 0,10	0,30	0,02	0,02	5,00
SJ-S-086	< 1,00	0,09	0,001	0,01	< 0,10	0,60	< 0,02	0,01	< 5,00
SJ-S-087	< 1,00	0,12	0,001	0,01	< 0,10	0,80	0,02	0,03	13,00
SJ-S-088	1,00	0,12	0,001	0,02	< 0,10	0,50	0,04	< 0,01	< 5,00
SJ-S-089	< 1,00	0,08	< 0,001	0,01	< 0,10	0,30	0,02	0,01	< 5,00
SJ-S-090	< 1,00	0,06	< 0,001	< 0,01	< 0,10	0,40	0,02	< 0,01	5,00
SJ-S-091	< 1,00	0,21	0,001	0,05	< 0,10	0,70	0,05	< 0,01	< 5,00
SJ-S-092	1,00	0,07	< 0,001	< 0,01	< 0,10	0,20	< 0,02	< 0,01	20,00
SJ-S-093	< 1,00	0,16	0,001	0,02	< 0,10	0,80	0,04	< 0,01	< 5,00

Geologia e Recursos Minerais da Folha Vilhena

ELEMENTOS AMOSTRAS	Se (ppm)	Te (ppm)	Ga (ppm)	Cs (ppm)	Ge (ppm)	Hf (ppm)	Nb (ppm)	Rb (ppm)	Sn (ppm)
SJ-S-038	< 0,10	< 0,02	0,30	0,07	< 0,10	<0,02	0,11	0,70	0,10
SJ-S-041	< 0,10	< 0,02	0,50	0,13	< 0,10	0,03	0,17	1,30	0,10
SJ-S-043	< 0,10	< 0,02	0,40	0,10	< 0,10	<0,02	0,19	0,70	0,10
SJ-S-044	< 0,10	< 0,02	0,30	0,07	< 0,10	0,02	0,15	0,50	0,10
SJ-S-047	< 0,10	< 0,02	0,70	0,16	< 0,10	0,04	0,17	2,50	0,10
SJ-S-048	0,10	< 0,02	1,20	0,25	0,10	0,08	0,31	5,00	0,30
SJ-S-049	< 0,10	< 0,02	0,30	0,10	< 0,10	0,02	0,17	0,80	0,10
SJ-S-051	< 0,10	< 0,02	1,80	0,23	< 0,10	0,11	0,19	4,10	0,40
SJ-S-052	< 0,10	< 0,02	0,40	0,04	< 0,10	0,03	0,10	0,30	0,10
SJ-S-053	0,10	<0,02	0,40	0,11	<0,10	<0,20	0,08	0,70	0,10
SJ-S-054	0,10	<0,02	1,40	0,08	<0,10	0,04	0,12	1,30	0,30
SJ-S-055	0,10	<0,02	0,80	0,09	<0,10	0,02	0,08	2,20	0,20
SJ-S-056	0,10	< 0,02	1,30	0,12	< 0,10	0,09	0,13	2,20	0,30
SJ-S-057	0,10	< 0,02	2,10	0,18	< 0,10	0,15	0,11	3,70	0,30
SJ-S-058	0,10	<0,02	0,50	0,07	<0,10	0,05	0,07	0,30	0,30
SJ-S-060	0,10	<0,02	0,70	0,06	<0,10	0,05	0,05	0,10	0,70
SJ-S-061	0,10	<0,02	1,30	0,14	<0,10	0,04	0,07	0,60	0,30
SJ-S-062	0,10	<0,02	1,50	0,24	<0,10	0,03	0,05	1,90	0,20
SJ-S-063	0,10	<0,02	1,50	0,11	<0,10	0,03	0,08	0,50	0,50
SJ-S-064	0,10	<0,02	1,70	0,23	<0,10	0,04	0,10	1,80	0,30
SJ-S-065	0,10	<0,02	4,40	0,46	<0,10	0,17	0,16	4,00	0,50
SJ-S-066	0,10	<0,02	5,50	0,32	<0,10	0,20	0,09	2,20	0,80
SJ-S-067	0,10	<0,02	2,90	0,34	<0,10	0,10	0,15	2,70	0,60
SJ-S-068	0,10	<0,02	4,30	0,10	<0,10	0,17	0,07	0,50	0,40
SJ-S-069	0,10	<0,02	1,60	0,08	<0,10	0,08	0,07	0,30	0,20
SJ-S-070	0,10	<0,02	1,90	0,20	<0,10	0,08	0,08	1,30	0,20
SJ-S-071	0,10	<0,02	20,40	0,10	0,10	1,42	0,10	0,30	1,30
SJ-S-072	< 0,10	< 0,02	0,80	0,32	< 0,10	0,04	0,13	2,60	0,10
SJ-S-073	< 0,10	< 0,02	0,60	0,01	< 0,10	0,06	0,12	0,10	0,10
SJ-S-074	< 0,10	< 0,02	0,20	0,02	< 0,10	0,03	0,06	0,10	0,10
SJ-S-075	< 0,10	< 0,02	0,20	0,01	< 0,10	0,02	0,04	<0,10	<0,10
SJ-S-076	< 0,10	< 0,02	0,50	0,01	< 0,10	0,04	0,08	<0,10	0,10
SJ-S-077	0,10	<0,02	0,30	0,08	<0,10	<0,20	0,06	0,20	0,10
SJ-S-078	0,10	<0,02	0,40	0,12	<0,10	<0,20	0,08	1,00	0,10
SJ-S-079	0,10	<0,02	0,40	0,13	<0,10	<0,20	0,06	0,70	0,10
SJ-S-080	0,10	<0,02	0,40	0,23	<0,10	<0,20	0,07	0,90	0,10
SJ-S-081	0,10	<0,02	0,50	0,23	<0,10	<0,20	0,14	1,90	0,10
SJ-S-082	0,10	<0,02	0,30	0,09	<0,10	<0,20	0,12	0,50	0,10
SJ-S-083	0,10	<0,02	0,40	0,18	<0,10	<0,20	0,09	1,20	0,10
SJ-S-084	0,10	<0,02	0,80	0,23	<0,10	0,03	0,10	1,60	0,20
SJ-S-085	0,10	<0,02	0,30	0,12	<0,10	<0,20	0,08	0,30	0,10
SJ-S-086	0,10	<0,02	0,50	0,15	<0,10	0,02	0,09	1,00	0,10
SJ-S-087	0,10	<0,02	0,60	0,18	<0,10	<0,20	0,10	1,30	0,10
SJ-S-088	0,10	<0,02	0,60	0,17	<0,10	0,02	0,16	2,80	0,20
SJ-S-089	0,10	<0,02	0,40	0,15	<0,10	<0,20	0,06	0,90	0,10
SJ-S-090	0,10	<0,02	0,40	0,12	<0,10	0,02	0,06	0,50	0,10
SJ-S-091	0,10	<0,02	0,90	0,36	<0,10	0,05	0,31	7,10	0,30
SJ-S-092	0,10	<0,02	0,30	0,07	<0,10	<0,20	0,05	0,50	0,10
SJ-S-093	0,10	<0,02	0,80	0,16	<0,10	0,03	0,16	3,40	0,20

ELEMENTOS AMOSTRAS	Ta (ppm)	Zr (ppm)	Y (ppm)	Ce (ppm)	In (ppm)	Re (ppb)	Be (ppm)	Li (ppm)	Pd (ppb)
SJ-S-041	<0,05	1,40	2,34	14,90	<0,02	<1,00	<0,10	0,30	<10,00
SJ-S-043	<0,05	1,00	1,40	7,10	<0,02	1,00	<0,10	0,30	<10,00
SJ-S-044	<0,05	0,90	1,49	9,70	<0,02	<1,00	<0,10	0,10	<10,00
SJ-S-047	<0,05	1,60	1,62	8,40	<0,02	<1,00	0,10	1,10	<10,00
SJ-S-048	<0,05	3,20	7,01	75,80	<0,02	<1,00	0,20	3,20	<10,00
SJ-S-049	<0,05	0,70	1,33	7,10	<0,02	<1,00	<0,10	0,20	<10,00
SJ-S-051	<0,05	3,70	3,27	16,90	0,02	1,00	0,20	2,20	<10,00
SJ-S-052	<0,05	0,90	1,00	6,70	<0,02	<1,00	<0,10	0,20	<10,00
SJ-S-053	<0,50	0,80	0,86	6,00	<0,20	<1,00	<0,10	0,20	<10,00
SJ-S-054	<0,50	2,50	2,16	5,20	<0,20	<1,00	0,10	0,80	<10,00
SJ-S-055	<0,50	1,50	2,40	5,20	<0,20	1,00	<0,10	0,70	<10,00
SJ-S-056	<0,05	3,10	3,27	7,30	0,02	<1,00	0,20	1,20	<10,00
SJ-S-057	<0,05	4,30	4,54	14,10	0,02	<1,00	0,10	2,30	<10,00
SJ-S-058	<0,50	1,80	3,24	5,60	0,02	<1,00	0,10	0,30	<10,00
SJ-S-060	<0,50	1,70	2,63	11,10	0,04	<1,00	0,10	0,30	<10,00
SJ-S-061	<0,50	1,20	2,46	6,30	0,02	<1,00	0,10	0,90	<10,00
SJ-S-062	<0,50	1,30	4,00	7,50	0,02	<1,00	0,20	1,10	<10,00
SJ-S-063	<0,50	1,30	1,79	5,30	0,03	1,00	<0,10	0,50	<10,00
SJ-S-064	<0,50	1,90	2,74	5,90	0,02	<1,00	0,10	1,30	<10,00
SJ-S-065	<0,50	6,60	4,86	11,90	0,02	<1,00	0,20	3,40	<10,00
SJ-S-066	<0,50	6,20	6,08	10,20	0,03	<1,00	0,10	2,90	<10,00
SJ-S-067	<0,50	3,90	3,47	9,20	0,02	<1,00	0,10	2,60	<10,00
SJ-S-068	<0,50	6,50	6,06	9,80	0,03	1,00	0,20	1,80	<10,00
SJ-S-069	<0,50	3,00	2,55	3,90	<0,20	<1,00	<0,10	0,90	<10,00
SJ-S-070	<0,50	3,20	3,44	6,90	<0,20	<1,00	0,10	1,50	<10,00
SJ-S-071	<0,50	51,20	6,16	18,50	0,08	<1,00	0,20	1,10	18,00
SJ-S-072	<0,05	2,00	2,16	7,20	<0,02	<1,00	0,10	1,10	<10,00
SJ-S-073	<0,05	2,80	1,27	8,40	<0,02	<1,00	<0,10	<0,10	<10,00
SJ-S-074	<0,05	1,40	0,53	1,50	<0,02	1,00	<0,10	0,10	<10,00
SJ-S-075	<0,05	0,80	0,34	1,70	<0,02	<1,00	<0,10	<0,10	<10,00
SJ-S-076	<0,05	1,50	0,24	1,30	<0,02	<1,00	<0,10	0,10	<10,00
SJ-S-077	<0,50	0,20	0,58	1,50	<0,20	<1,00	<0,10	0,10	<10,00
SJ-S-078	<0,50	0,40	1,06	3,40	<0,20	<1,00	<0,10	0,30	<10,00
SJ-S-079	<0,50	0,30	0,83	2,90	<0,20	<1,00	0,10	0,30	<10,00
SJ-S-080	<0,50	0,60	1,10	4,10	<0,20	<1,00	<0,10	0,40	<10,00
SJ-S-081	<0,50	0,50	2,50	7,20	<0,20	<1,00	<0,10	0,70	<10,00
SJ-S-082	<0,50	0,40	1,02	3,80	<0,20	<1,00	0,10	0,10	<10,00
SJ-S-083	<0,50	0,70	1,34	7,10	<0,20	<1,00	<0,10	0,80	<10,00
SJ-S-084	<0,50	1,60	1,93	6,10	<0,20	<1,00	0,10	0,80	<10,00
SJ-S-085	<0,50	0,30	1,08	3,40	<0,20	<1,00	<0,10	0,20	<10,00
SJ-S-086	<0,50	1,00	1,36	7,90	<0,20	<1,00	<0,10	0,50	<10,00
SJ-S-087	<0,50	1,00	2,02	11,10	<0,20	<1,00	<0,10	0,60	<10,00
SJ-S-088	<0,50	1,20	3,51	24,90	<0,20	<1,00	0,10	0,90	<10,00
SJ-S-089	<0,50	0,50	1,06	3,90	<0,20	<1,00	<0,10	0,40	<10,00
SJ-S-090	<0,50	0,70	0,56	2,20	<0,20	<1,00	0,10	0,20	<10,00
SJ-S-091	<0,50	2,00	3,75	21,20	<0,20	<1,00	0,20	2,40	<10,00
SJ-S-092	<0,50	0,40	0,14	0,50	<0,20	<1,00	<0,10	0,10	<10,00
SJ-S-093	<0,50	1,60	5,15	25,00	<0,20	<1,00	0,10	0,80	<10,00

A elaboração do mapa geológico da Folha Vilhena, na escala 1:250.000, resulta de uma ação do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, do Ministério de Minas e Energia, em parceria com as Forças Armadas, cujo objetivo é o de levantar informações no chamado vazio cartográfico da Amazônia, com ênfase nas cartografias terrestre, náutica e geológica, insumos estratégicos e de suporte ao planejamento de políticas públicas, defesa nacional e execução de projetos de infraestrutura a serem desenvolvidos na região.

O projeto foi executado pela Residência da CPRM em Porto Velho - RO, no âmbito do Projeto Cartografia da Amazônia e dentro das diretrizes do Programa Geologia do Brasil.

Na Folha Vilhena, foram realizados levantamentos de dados geológicos e geoquímicos, análises de dados aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria), estudos petrográficos, análises químicas de rochas, geoquímica de sedimentos ativos de corrente e análises mineralométricas de concentrado de bateia.

Esse produto deverá auxiliar o governo do estado de Rondônia e órgãos de planejamento e da defesa nacional, no estabelecimento de políticas públicas de desenvolvimento regional, na medida em que servirão de base para estudos de prospecção e exploração mineral e na adoção de ações estratégicas que visem o desenvolvimento econômico-social.

Nesse contexto, o conhecimento geológico sistematizado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM também passa a ser considerado como fonte primordial de informação do meio físico e requisitado para os estudos de zoneamento ecológico-econômico e de gestão ambiental, especialmente na área de influência da Amazônia Legal.

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA FOLHA VILHENA

Escala: 1:250.000

ESTADO DE RONDÔNIA



FOLHA VILHENA SD.20-X-B

MARÇO DE 2016



PAC PROGRAMA DE
ACELERAÇÃO DO
CRESCIMENTO

www.cprm.gov.br

SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO - SEUS

Tel: 21 2295-5997 – Fax: 21 2295-5897
E-mail: seus@cprm.gov.br

OUIDORIA

Tel: 21 2295-4697 – Fax: 21 2295-0495
E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br