

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**O METAMORFISMO DA SERRA TEPEQUÉM (ESTADO
DE RORAIMA)**

RENÊ LUZARDO

**Manaus – Amazonas
Dezembro de 2006**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOCIÊNCIAS**

RENÊ LUZARDO

**O METAMORFISMO DA SERRA TEPEQUÉM (ESTADO
DE RORAIMA)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Regional.

Orientador: Prof. Dr. Cláudio Augusto Milliotti

Manaus – Amazonas
Dezembro de 2006

RENÊ LUZARDO

O METAMORFISMO DA SERRA TEPEQUÉM (ESTADO DE RORAIMA)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Regional.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Cláudio Augusto Milliotti - Orientador

Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

Prof. Dr. Clauzionor Lima da Silva

Esta dissertação é dedicada à memória de minha avó e madrinha

Margarida Giussipina Passuelo Frigo

Que gostava muito de ouvir minhas estórias da selva...

E ao Professor Maurício Ribeiro

Que me apresentou às rochas metamórficas...

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
LISTA DE FIGURAS	ii
LISTA DE TABELAS	iii
RESUMO	iv
ABSTRACT	v
1. INTRODUÇÃO	01
1.1 Objetivo	03
1.2 Localização e acesso	04
2. GEOLOGIA REGIONAL (COMPARTIMENTAÇÃO GEOLÓGICA DO CRÁTON AMAZÔNICO)	05
2.1 Unidades litoestratigráficas	12
3. MATERIAIS E MÉTODOS	15
3.1 Trabalho de campo e coleta sistemática de amostras	15
3.2 Técnicas de identificação dos minerais e princípios de classificação de rochas metamórficas	16
3.2.1 Análise petrográfica	16
3.2.2 Análise de difração de raios-x	17
3.2.3 Análise química	18
4. GEOLOGIA DA SERRA TEPEQUÉM	19
4.1 Histórico do Supergrupo Roraima	19
4.2 Histórico da geologia da Serra Tepequém	20
4.3 A Problemática do Supergrupo Roraima	21
4.4 Aspectos geológicos da Serra Tepequém	23
4.5 Feições estruturais	29
4.5.1 Feições estruturais macroscópicas	29
4.5.2. Feições estruturais mesoscópicas	32
4.5.3. Feições estruturais microscópicas	35

5. PETROGRAFIA	39
5.1 Petrografia das rochas vulcânicas da Serra Tepequém	39
5.2 Petrografia das rochas sedimentares da Serra Tepequém	41
6. DIFRAÇÃO DE RAIOS X	46
6.1 Análise da fração pelítica por difratometria de raios-X	46
7. O METAMORFISMO DA SERRA TEPEQUÉM	51
7.1 Estado da Arte	51
7.2 Determinação do metamorfismo	52
7.2.1. Os protólitos	53
7.2.2. As paragêneses metamórficas e os fácies metamórficas	58
7.3 Integração regional das rochas metamórficas	62
8. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	68
9. BIBLIOGRAFIA	

AGRADECIMENTOS

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM), nas pessoas do Diretor de Relações Institucionais Sr. Fernando Pereira de Carvalho e do Superintendente Regional Sr. Daniel Borges Nava, pelo apoio institucional;

À Universidade Federal do Amazonas (UFAM), na pessoa do Prof. Dr. Cláudio Augusto Milliotti, pelo apoio científico e instrumental;

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), na pessoa do Prof. Dr. André Sampaio Mexias, pelo apoio científico e instrumental;

Aos colegas e amigos: Marcelo Esteves Almeida pela ajuda no tratamento dos dados químicos; Marcelo Batista Motta pelo auxílio na editoração da dissertação; Amaro Luis Ferreira e Aldenir J. de Oliveira pelos serviços de geoprocessamento; Cristiane Figueiredo pelo apoio logístico (estadias no acampamento); Marco Antônio Oliveira e Marcos Monteiro pela ajuda nos trabalhos de campo; Raimundo Gato D'Antona, Sandoval da Silva Pinheiro, Nelson Joaquim Reis e Miguel Martins pela discussão e informações históricas da área; Maria Gilda Spener e Claudiane Ferreira da Silva pelo auxílio na lista bibliográfica; João Pereira Almeida, Wiane da Silva Assunção e Oscar Brito pelo preparo das amostras e pela confecção das lâminas petrográficas; Suzeane dos Santos Silva e Maria Tereza da Costa Dias pela ajuda na edição do texto; Luis Rodrigues, pela condução segura nos caminhos acidentados, ao fotógrafo Alex Wiew pelas fotos da ardósia e à Prof. Dra Rielva pelo auxílio na apresentação e defesa da dissertação e a todos que colaboraram “anonimamente” com a realização deste trabalho.

E à Natureza, por tudo.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Localização da Serra Tepequém (imagem do Landsat 5 em 07/1999)	04
Figura 2	Continente Sul-americano e as unidades geotectônicas	
Figura 3	Blocos crustais e faixas limítrofes na região amazônica, segundo Costa & Hasui (1996), modificado de Hasui et al (1984)	
Figura 4	Evolução dos modelos de compartimentação do Cráton Amazônico	
Figura 5	Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari e Macambira, 1999)	10
Figura 6	Mapa geológico de Roraima (CPRM, 2002)	14
Figura 7	Vista panorâmica da Serra Tepequém	23
Figura 8	Mapa geológico da Serra Tepequém	24
Figura 9	Seção colunar das rochas aflorantes na Serra Tepequém	25
Figura 10	Camadas de litarenito com 30° de mergulho para NW	26
Figura 11	Quartzo arenito com estratificação cruzada acanalada	28
Figura 12	Imagem aeromagnetométrica, CPRM (2001)...	29
Figura 13	Mapa de atitude das camadas...	31
Figura 14	Modelo digital de elevação do terreno da Serra Tepequém...	32
Figura 15	Dobra paralela de pequeno porte em metapelito	32
Figura 16	Diagrama de frequência das atitudes da camada (S ₀)	33
Figura 17	Ardósia com clivagem e manchas ou máculas elípticas	34
Figura 18	Conglomerado com seixos deformados...	35
Figura 19	Fotomicrografias com texturas e feições deformacionais	37
Figura 20	Fenocristal embaído em riolito do Grupo Surumu	38
Figura 21	Foliação secundária em riolito do Grupo Surumu	39
Figura 22	Textura porfírica em metabasalto do Grupo Surumu	40
Figura 23	Amígdala preenchida em metabasalto do Grupo Surumu	41
Figura 24	Quartzo arenito pouco deformado	42
Figura 25	Fragmento de rocha vulcânica (tufo) em litarenito	43
Figura 26	Pseudomorfo de caulinita substituído por pirofilita	44
Figura 27	Acamamento sedimentar (S ₀)...	45
Figura 28	Manchas elípticas em ardósia...	46
Figura 29	Difratograma de raios-X das amostras RL - 01, 02, 03, 04, 05 e 06	48

Figura 30	Difratograma de raios-X das amostras RL - 07, 08, 09, 10, 11 e 18	49
Figura 31	Difratograma de raios-X das amostras RL - 23 e 26	50
Figura 32	Gráfico ETR discriminando duas populações de rochas...	57
Figura 33	Gráficos para classificação de rochas ígneas vulcânicas I	57
Figura 34	Gráficos para classificação de rochas ígneas vulcânicas II	58
Figura 35	Diagrama triangular da classificação de basaltos	59
Figura 36	Quimiografia das fases do sistema Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O	59
Figura 37	Diagrama P-T para o sistema $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ - Hemley <i>et al.</i> (1980)	59
Figura 38	Diagrama P-T para o sistema $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ - Chatterjee <i>et al.</i> (1984)	60
Figura 39	Campos de estabilidade das fases minerais para rochas básicas	61
Figura 40	Seção geológica transversal ao Cinturão Guiana Central	64
Figura 41	Seção geológica longitudinal ao Cinturão Guiana Central	65

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Evolução dos principais modelos de interpretação e subdivisão do Cráton Amazônico (CPRM, 2005)	08
Tabela 2	Minerais identificados nas rochas pelíticas analisadas pelo difratômetro de raios-X	47
Tabela 3	Parâmetros diagnósticos das reflexões e maiores intensidades dos minerais identificados pela DRX	50
Tabela 4	Resultado das análises químicas dos elementos maiores	53
Tabela 5	Resultado das análises químicas dos elementos maiores	54
Tabela 6	Comparação entre as composições químicas, considerando apenas os principais óxidos	56

RESUMO

A Serra Tepequém, localizada na porção centro norte do Estado de Roraima, é considerada um morro testemunho remanescente da cobertura sedimentar paleoproterozóica que encobre parte do Escudo das Guianas. Famosa pela ocorrência de ouro e, principalmente de diamante, suas rochas são consideradas como pertencentes à base do Supergrupo Roraima, interpretado como uma cobertura sedimentar cratônica depositada após o encerramento do Ciclo Transamazônico (2,25 – 2,00 Ga), último evento metamórfico regional. A Serra Tepequém constitui uma megassinclinal aberta e suspensa, com cerca de 6 km de comprimento, eixo subhorizontal segundo N 70 E e plano axial subvertical. Paralelamente ao plano axial ocorre uma foliação secundária, do tipo clivagem ardosiana, definida pela orientação preferencial de diminutas lamelas de mica branca. Lineações, como seixos estirados e manchas elípticas, ocorrem segundo o eixo das dobras. O pacote de rochas constitui uma sucessão metavulcanossedimentar com cerca de 700 metros de espessura aflorante. Na base ocorrem metadacitos e metalitarenitos que são encimados por um nível de metabasalto que, por sua vez, é recoberto por intercalações de metassiltito (ardósia) e metarenito fino que perduram por mais de 300 metros. A partir daí, ocorre uma camada com cerca de 100 metros de metaconglomerado portador de ouro e diamante que se intercala com metarenitos grossos formando ciclos com granodecrescência ascendente. A análise dos filossilicatos, como indicadores de metamorfismo de muito baixo grau ou de diagênese, foi realizada utilizando-se o microscópio petrográfico e o difratômetro de raios-X. A identificação de pirofilita e de mica branca (moscovita/illita), que aliada à ausência de caulinita e de quartzo, minerais bastante comuns nas rochas sedimentares pelíticas, indica que a reação caulinita + quartzo = pirofilita + água que marca nas rochas pelíticas o início do metamorfismo foi realizada. A presença de actinolita e pumpellyíta neoformadas no metabasalto caracteriza a zona de alta temperatura do fácies prehnita-pumpellyíta do metamorfismo de muito baixo grau para rochas

básicas. O intervalo de pressão e temperatura atuantes durante a formação das ardósias e metabasalto situa-se entre 2 Kb e 345 ± 20 °C (aparecimento da actinolita) e 3,9 Kb e 430 ± 15 °C (desaparecimento da pirofilita). A sucessão metavulcanossedimentar apresenta uma transição gradual para uma seqüência de rochas supracrustais, que possui um padrão de distribuição progressivo dos fácies metamórficos com polaridade em direção ao interior do Cinturão Guiana Central. A seqüência supracrustal, formada pelas ardósias da Serra Tepequém, varia lateralmente, sem discordâncias aparentes, para filitos, quartzitos e xistos máficos da Vila Brasil. A seguir, ocorrem mica xistos e anfibolitos da Serra Cauarane e, finalmente após 70 km, paragneisses kinzigíticos e migmatitos da Serra Murupu. A presença das paragêneses de minerais metamórficos e de feições geradas por regime tectônico compressivo (como dobras, clivagem ardosiana e seixos achatados) indica a atuação de metamorfismo regional dínamo-termal incipiente, fácies prehnita-pumpellyita (Winkler, 1977) ou orogênico de muito baixo grau (Yardley, 1989) em porções da cobertura paleoproterozóica (Supergrupo Roraima) do Escudo das Guianas. Isto implica na existência de um evento metamórfico regional mais jovem que o Ciclo Transamazônico.

Palavras Chave: Metamorfismo, Serra Tepequém, Supergrupo Roraima, Escudo das Guianas

ABSTRACT

The Serra Tepequém, located in the center north portion of the Roraima State, is considered as a residual relief of the Paleoproterozoic sedimentary rock of the Guiana Shield, northern Brazil. This region is recognized by the most prominent gold and mainly diamonds occurrences, stratigraphically positioned on the base of the Paleoproterozoic Roraima Supergroup. This unit were interpreted as a cratonic covers accumulated in the final phase of the last important regional metamorphic event, the Transamazonian Cycle (2.25 -2.00 Ga). The Serra Tepequém constitutes an opened mega synclinal with interflank distances of 6 km in length, with subhorizontal axis trending N70°E and subvertical axial plane. The rock unit constitutes a metavolcanosedimentary sequence with about 700 meters of thickness. Basal metadacites and metalitharenites are covered by a level of metabasalt succeeded upsection by intercalations of 300 meters thick of metasiltstone (slate) and fine metarenite. Conglomerates hosting gold and diamonds are intercalated with metarenites suggesting fining upward cycles. Slate cleavage parallel to the axial plane is defined by preferential orientation of the small flakes of white micas. Elongated pebbles and elliptical spots define the lineations that occur according to the axial folds. Kaolinite and quartz were not observed in the pelites in contrast with abundant pyrophyllite and white micas (muscovite/illite) that suggest the neoformation through the reaction kaolinite + quartz = pyrophyllite + water. This reaction defines the beginning of the metamorphism in these pelitic rocks. A high temperature zone of prehnita-pumpellyite facies inside in the very low grade metamorphism is defined in the metabasalts due the presence of actinolite and pumpellyite. The slates and the metabasalt have respectively P-T conditions at 2,0 Kb and 345±20 °C (actinolite appearance) and 3,9 Kb and 430±15 °C (pyrophyllite disappearance). The metavolcanosedimentary rocks show a metamorphic gradual increase transition to a supracrustal succession displaying a lateral NW-SE trending in the innermost portion of the Central Guyana

Belt. Slates of the Serra Tepequém grade to phyllites, quartzites and mafic schists, outcrooping in the Vila Brasil, mica schists and amphibolites in the Serra Cauarane, and finally to kinzigitic paragneisses and migmatites in the Serra Murupu. The presence of metamorphic paragenesis and fabrics, generated in the compressive tectonic setting, indicate very low grade orogenic metamorphism in portions of the Paleoproterozoic cover (Roraima Supergroup) of the Guiana Shield. It implies in the existence of a regional metamorphic event, younger than the Transamazonian Cycle.

Keywords: Metamorphism, Serra Tepequém, Roraima Supergroup, Guiana Shield.

1. INTRODUÇÃO

As rochas metamórficas de muito baixo grau são de difícil reconhecimento, pois em geral preservam praticamente intactas as feições da rocha original como estruturas sedimentares ou texturas ígneas e apresentam incipiente desenvolvimento das feições secundárias como foliações e minerais metamórficos.

Em escala mesoscópica, as rochas metamórficas de muito baixo grau, que representam a transição entre a diagênese e o metamorfismo, são praticamente idênticas aos equivalentes não metamórficos exceto pela clivagem ardosiana (Kisch, 1991a). Porém a clivagem ardosiana possui forte dependência litológica ocorrendo preferencialmente nas rochas sedimentares pelíticas como argilitos, folhelhos e siltitos metamorfisados e não ocorrendo nos termos mais grossos como arenitos e conglomerados, além do que a caracterização morfológica e a classificação das clivagens são subjetivas.

A Subcomissão para a Sistematização das Rochas Metamórficas da *International Union Geological Society (IUGS)* recomenda que as rochas metamórficas de muito baixo grau sejam reconhecidas por meio de investigações microscópicas ou, na maioria das vezes, utilizando-se técnicas instrumentais como a difração de raios-X (DRX).

A difração de raios-X é usada, especialmente, na análise do material de granulação muito fina que não pode ser distinguido por meio do microscópio petrográfico óptico, como por exemplo, os argilo-minerais e os filossilicatos. Minerais estes que são largamente empregados (Kubler, 1967; Frey, 1988; Kisch, 1991a,b,) no estudo da evolução diagenética e metamórfica de bacias sedimentares.

Neste trabalho utilizou-se o difratômetro de raios-X, como complemento ao uso do microscópio petrográfico óptico, para a identificação dos argilo-minerais e dos filossilicatos que

compõe as rochas pelíticas da Serra Tepequém (RR). A identificação dos argilo-minerais e dos filossilicatos é fundamental para determinar se estas rochas pelíticas podem ser classificadas como ardósias, ou seja, rochas verdadeiramente metamórficas.

1.1-Objetivo

O objetivo principal é demonstrar, através da análise dos minerais, especialmente dos filossilicatos, a presença de paragêneses metamórficas nas rochas sedimentares da Serra Tepequém e a partir destas paragêneses, determinar o grau e o fácies metamórfico atingidos durante a formação destas rochas. A integração da análise mineral com a análise das texturas e da estrutura (análise geométrica) permitirá a determinação da tipologia do metamorfismo que atuou nesta porção da cobertura sedimentar paleoproterozóica.

1.2 - Localização e acesso

A Serra Tepequém está situada na margem direita do Rio Amajari, pertencente à bacia do Rio Uraricoera e ocorrente na porção centro-norte do estado de Roraima, folha NA.20-X-A-III. O acesso rodoviário, a partir de Boa Vista, é realizado pela BR-174, por cerca de 100 km, até a confluência com a estrada estadual RR-203. A partir daí, percorrem-se por essa via, 50 km até a Vila Brasil, sede do Município do Amajari e depois, mais 60 km por estrada de terra, até a Vila do Tepequém, localizada no alto da serra homônima (FIGURA 1).

O ponto RL-01, local do acampamento situado no centro da serra, possui as seguintes coordenadas geográficas: LATITUDE $03^{\circ} 45' 50''\text{N}$ e LONGITUDE $61^{\circ} 42' 21''\text{W}$.

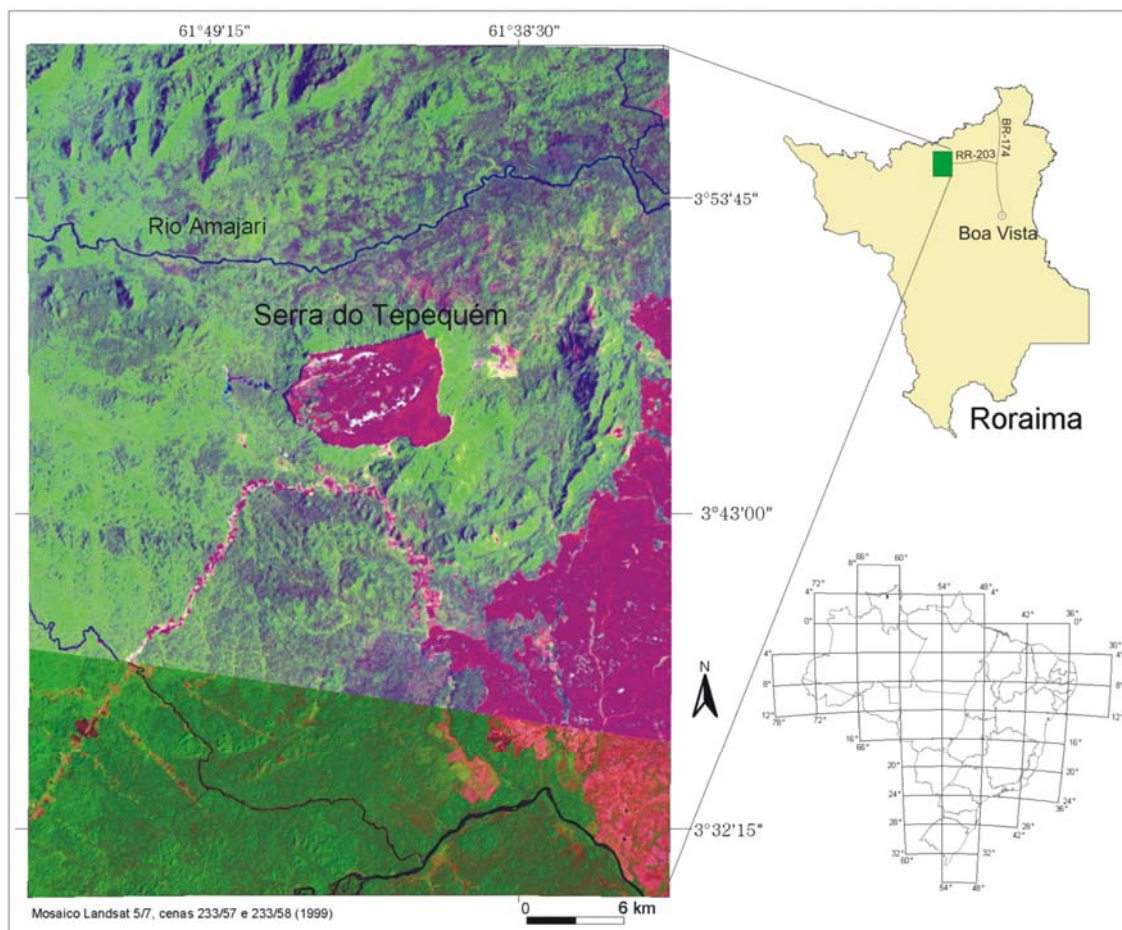


Figura 1: Localização da Serra Tepequém (imagem do Landsat-5 em 07/1999).

2.0 GEOLOGIA REGIONAL (COMPARTIMENTAÇÃO GEOLÓGICA DO CRÁTON AMAZÔNICO)

A região da Serra Tepequém está inserida na porção setentrional do Cráton Amazônico (Almeida et al, 1978), também conhecido como Escudo das Guianas (FIGURA 02).



Figura 2: Continente Sulamericano e as principais unidades geotectônicas. FONTE: CPRM, 2003.

Hasui *et al.* (1984), a partir de dados geofísicos e geológicos, propuseram um modelo geofísico-estrutural para a compartimentação do Cráton Amazônico (FIGURA 03) em diversos blocos crustais (como por exemplo, Caroni, Alto Orinoco e Maecuru, ocorrentes em Roraima) formados predominantemente por terrenos do tipo granito-*greenstone* que constituiriam paleoplacas ou núcleos arqueanos. Estes blocos ou núcleos arqueanos ocorrem separados por cinturões ou zonas de sutura arqueanas ou paleoproterozóicas representadas por terrenos de alto grau metamórfico como os cinturões Parima e Guiana Central.

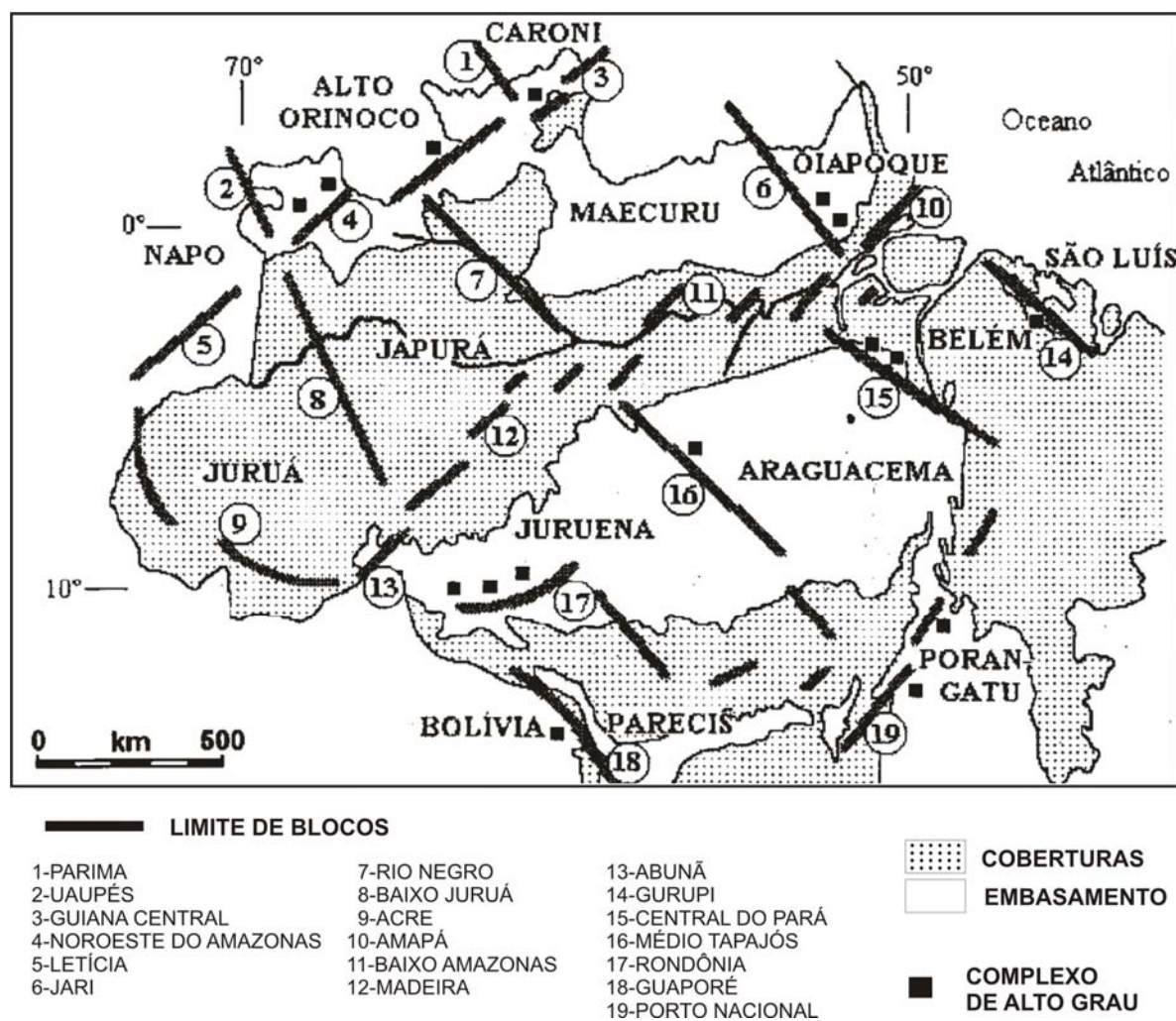


Figura 3: Blocos crustais e faixas limítrofes na região amazônica. FONTE: Hasui et al (1984).

Diversos modelos geocronológicos foram propostos para o Cráton Amazônico, a partir do modelo de Amaral (1974). A Tabela 1 e Figura 4 apresentam uma síntese com os principais modelos evolutivos do Cráton Amazônico, baseada principalmente em dados geocronológicos. Os primeiros modelos (Amaral, 1974; Cordani *et al.* 1979) em geral, subdividiram o Cráton Amazônico em uma Província Amazônia Central, que representa um núcleo antigo, possivelmente arqueano e composto por terrenos granito-*greenstone* e faixas móveis mais jovens. Estas correspondem à Província Amazônia Oriental ou Maroni-Itacaiúnas com idades entre 2.100-1.800 milhões de anos (Ma), Província Amazônia Ocidental ou Rio Negro-Juruena (1.700-1.450 Ma), Província Rondoniana (1.400-1.100 Ma) e Faixa Móvel Sunsás (1.100-900 Ma).

Evolução dos principais modelos de interpretação e subdivisão do Cráton Amazônico							
Amaral (1974)	Cordani <i>et al.</i> (1979)	Teixeira <i>et al.</i> (1989)	Tassinari <i>et al.</i> (1996)	Tassinari (1996)	Tassinari e Macambira (1999)	Santos <i>et al.</i> (2000)	CPRM (2003)
Amazônia Oriental	Maroni-Itacaiúnas 2100-1800 Ma (com Carajás)	Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas (incluindo a faixa K'Mudku) 2250-1900 Ma	Maroni-Itacaiúnas (incluindo a faixa K'Mudku) 2200-1900 Ma	Maroni-Itacaiúnas (incluindo a faixa K'Mudku) 2200-1900 Ma	Maroni-Itacaiúnas (incluindo apenas parte da faixa K'Mudku) 2200-1950 Ma	Transamazônica 2250-2000 Ma (excluindo a faixa K'Mudku)	Transamazonas 2250-2000 Ma (excluindo a faixa K'Mudku)
Amazônia Central	Amazoniana Central > 2100 Ma	Província Amazoniana Central (incluindo Carajás) > 2500 Ma	Amazoniana Central (incluindo Carajás) > 2200 Ma	Amazoniana Central (incluindo Carajás) > 2300 Ma	Amazoniana Central (incluindo Carajás) > 2300 Ma	Carajás 2530-3100 Ma	Carajás 2530-3100 Ma
						Amazonas Central 1880-1700 Ma	Amazonas Central 2600-1700 Ma
Amazônia Ocidental	Rio Negro-Juruena 1700-1450 Ma	Faixa Móvel Rio Negro-Juruena 1750-1500 Ma	Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma	Tapajós-Ventuari 1900-1800 Ma	Tapajós-Ventuari 1950-1850 Ma	Tapajós-Parima 2100-1870 Ma	Tapajós-Parima 2100-1870 Ma
				Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma	Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma	Rio Negro 1860-1520 Ma	Rio Negro 1860-1520 Ma
	Rondoniana 1400-1100 Ma	Faixa Móvel Rondoniana 1450-1250 Ma	Rondoniana-San Ignácio 1450-1300 Ma	Rondoniana-San Ignácio 1500-1300 Ma	Rondoniana-San Ignácio 1500-1300 Ma	Rondonia-Juruena 1760-1470 Ma	Rondônia-Juruena 1810-1520 Ma
	Faixa Móvel Sunsás 1100-900 Ma	Sunsás 1250-1000 Ma	Sunsás 1250-1000 Ma	Sunsás 1300-1000 Ma	Sunsás 1330-990 Ma	Sunsás 1450-990 Ma	

Tabela 1: Evolução dos principais modelos de interpretação e subdivisão do Cráton Amazônico (FONTE: CPRM, 2003)

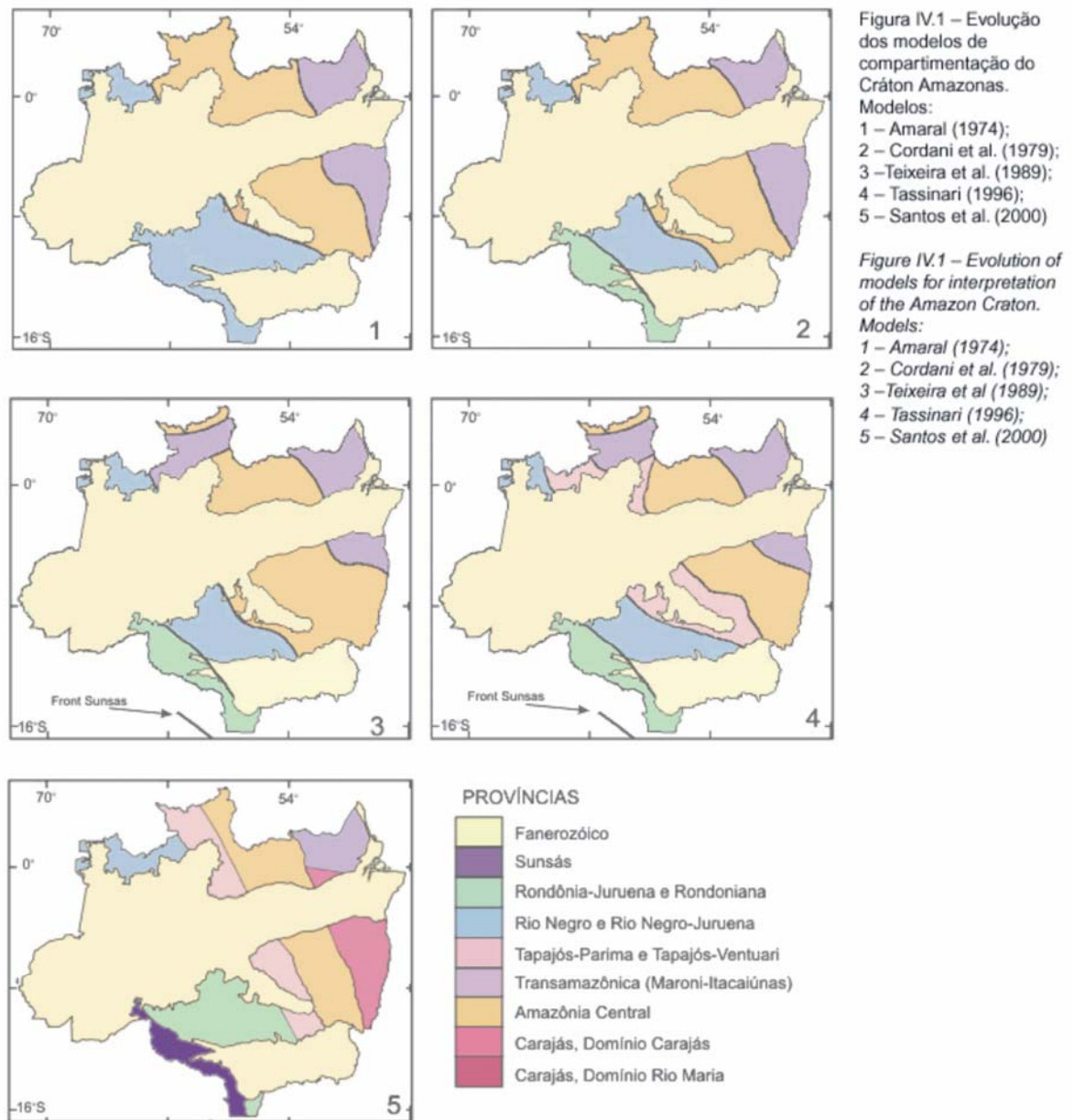


Figura 4: Evolução dos modelos de compartimentação do Cráton Amazônico. FONTE: CPRM, 2003.

Os modelos mais recentes como os de Tassinari & Macambira (1999) (Figura 5) e de Santos *et al* (2000), devido à disponibilidade de novos dados e métodos geocronológicos, aperfeiçoaram e detalharam mais a subdivisão do Cráton Amazônico em novas províncias geocronológicas. Criaram a Província Carajás, separando-a da Província Amazônia Central; eliminaram a curva do Cinturão Móvel Maroni-Itacaiúmas com direção NE-SW (conhecido

como Cinturão Guiana Central ou faixa K'Mudku) que separava a Província Amazônia Central em dois núcleos arqueanos; subdividiram a Província Rio Negro-Juruena; redefiniram a Província Tapajós-Parima e ampliaram a dimensão da Província Sunsás em território brasileiro.

O Escudo das Guianas ocupa a porção norte do Cráton Amazônico ou da Plataforma Amazônica onde é delimitado, ao norte e ao oeste, por cinturões fanerozóicos, pela Cordilheira Leste dos Andes colombianos e pela Cordilheira Costal venezuelana. Ao sul, é separado do Escudo Brasil Central pelo *rift* ao longo do Rio Amazonas. Ao leste, é limitado pelo Oceano Atlântico, embora até o período cretáceo tenha sido ligado ao oeste da África e suas estruturas têm continuidade no Cráton Oeste Africano (Channer et al., 2001).

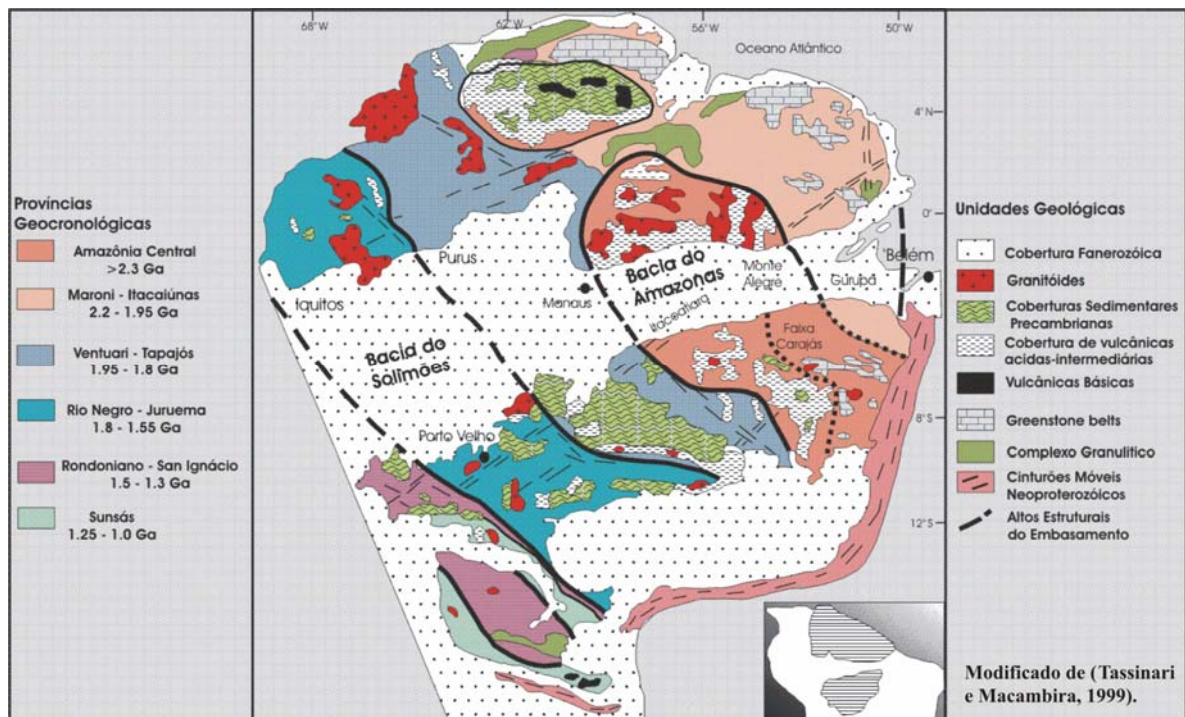


Figura 5: Mapa esquemático do Cráton Amazônico, com a distribuição das províncias geocronológicas. FONTE: Tassinari e Macambira, 1999.

Segundo Santos *et al.* (2000) o Escudo das Guianas é composto pelas províncias geológicas Imataca, no extremo noroeste do escudo, na Venezuela, constituída por rochas meso e neo-arqueanas que incluem faixas granulíticas; Rio Negro, formada entre 1.820 Ma e

1.520 Ma e situada no setor oeste do escudo, nas regiões dos rios Negro, Ventuari e alto Orenoco; Parima, representada a noroeste do orógeno Tapajós-Parima, formada entre 2.020 Ma e 1.880 Ma e cobrindo a maior parte de Roraima e sudoeste da Guiana; Transamazonas, formada entre 2.260 Ma e 2.010 Ma e representada por terrenos granitóide-*greenstone* que dominam todo setor norte do escudo, compondo uma faixa paralela à costa que se estende do Amapá à Venezuela. Segundo este mesmo autor, remanescentes de duas bacias sedimentares de antepaís recobrem a parte central do Escudo das Guianas, tendo sido depositadas em torno de 1.875 Ma (Bacia Roraima) e de 1.520 Ma (Bacia Neblina).

Na parte central do Escudo das Guianas ocorre uma extensa faixa de rochas miloníticas com direção NE-SW, cerca de 1.500 km de extensão e aproximadamente 180 km de largura que corta as províncias Transamazônica, Rio Negro e Tapajós-Parima e é conhecida regionalmente como faixa K'Mudku ou Cinturão Guiana Central. A idade Rb-Sr destes milonitos é de 1.242 ± 104 Ma e caracteriza, na Guiana, o chamado K'Mudku Mylonite Episode (Barron, 1966), também conhecido como evento metamórfico Nickerie (Suriname), Orinoquense (Venezuela) ou Jarí-Falsino (Amapá). Este evento metamórfico regional que causa reajuste das idades de micas e é acompanhado por metamorfismo de muito baixo a baixo grau (Kroonenberg, 1982) também é identificado em rochas que não apresentam texturas miloníticas e, até o momento, não é suficientemente conhecido.

Neste contexto geotectônico, a Serra Tepequém constitui um morro testemunho remanescente da cobertura paleoproterozóica do Escudo das Guianas na região onde o Domínio Parima da Província Tapajós-Parima (Santos *et al*, 2000), com idades entre 2,10 e 1,87 Ga, é interceptado pela faixa de cisalhamento K'Mudku ou Cinturão Guiana Central, que possui direção N70E e idades entre 1,45 e 1,10 Ga.

2.1 - Unidades litoestratigráficas da região da Serra Tepequém

A região da Serra Tepequém, segundo o mapa geológico do Estado de Roraima publicado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) em 2002 (Figura 6), é constituída predominantemente por unidades litoestratigráficas de idade paleoproterozóica.

A unidade considerada mais antiga é o Complexo Urariqüera (Pinheiro *et al*, 1981) que se refere a um conjunto de ortognaisses de composição diorítica a tonalítica contendo lentes de anfíbolito e porções migmatíticas além de metagranitóides complexamente deformados. Idades-modelo Sm-Nd (Santos inf. Verbal) de rochas desta unidade apresentam valores em torno de 2,3 bilhões de anos. Sucedem-se, temporalmente, as rochas metavulcanossedimentares de baixo grau metamórfico do Grupo Cauarane (Montalvão & Pitthan, 1974). São filitos (metagrauvacas), mica-xistos, clorita-tremolita-xistos, quartzitos e metacherts ferríferos com idade máxima de sedimentação em torno de 2,04 Ga (U/Pb SHRIMP, CPRM 2002).

Sobre os terrenos *granito-greenstone*, representados pelas unidades anteriormente citadas, repousam as rochas vulcânicas predominantemente ácidas do Grupo Surumu. São principalmente dacitos e riolitos e escassos andesitos, basaltos e rochas piroclásticas félsicas que ocorrem discretamente deformadas e apresentam idades entre 1,98 - 1,96 Ga (Schobbenhaus *et al*, 1994; Santos, J.O.S. inf. verbal).

Rochas graníticas como sienogranito, monzogranito, granodioritos, monzodioritos e tonalitos foram reunidos, estratigraficamente, na Suíte Intrusiva Pedra Pintada (Fraga *et al*, 1996) e consideradas como comagmáticas às rochas vulcânicas do Grupo Surumu. Datação, utilizando o método U/Pb SHRIMP realizada por Santos, J.O.S. (inédito), em um granodiorito desta unidade apresentou idade de 1,958 Ga. Um batólito granodiorítico ocorrente no alto curso do Rio Uraricaá com cerca de 1.300 km² foi individualizado e denominado de Suíte Intrusiva Ericó por Almeida *et a.*, (2001) que o correlacionou à Suíte Pedra Pintada.

Encobrimo discordantemente (CPRM, 1999) as rochas vulcânicas do Grupo Surumu, ocorrem os arenitos, siltitos e conglomerados da cobertura sedimentar conhecida como Supergrupo Roraima (Pinheiro *et al*, 1990), representado pela Serra Tepequém. A idade mínima desta unidade é de 1.778 ± 12 Ma (Santos *et al*, 2000) referente à idade de uma soleira de diabásio. A idade máxima de sedimentação obtida em zircões detríticos ocorrentes na base desta unidade pelo método U-Pb é de 2.123 ± 14 Ma (Santos *et al*, 2003) e indicam uma fonte com idade transamazônica, embora idades entre 1.958 ± 19 Ma e 2.718 ± 18 Ma também tenham sido obtidas.

“Stocks” graníticos com formas arredondadas ou em meia-lua, como o ocorrente na Serra Aricamã (RR) que praticamente circunda o flanco leste-sudeste da Serra Tepequém, foram reunidos na Suíte Intrusiva Saracura (CPRM,1999). Geralmente são intrusivos nas rochas vulcânicas do Grupo Surumu e possuem idades Pb-Pb entre 1,89 e 1,74 Ga (Costa, 1999).

Pequenos corpos intrusivos de composição básica-ultrabásica (piroxenitos, hornblenditos e gabros) foram reunidos na Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá (CPRM, 1999) que, embora de posicionamento geocronológico incerto, foi considerada como mais jovem que a cobertura sedimentar do Supergrupo Roraima.

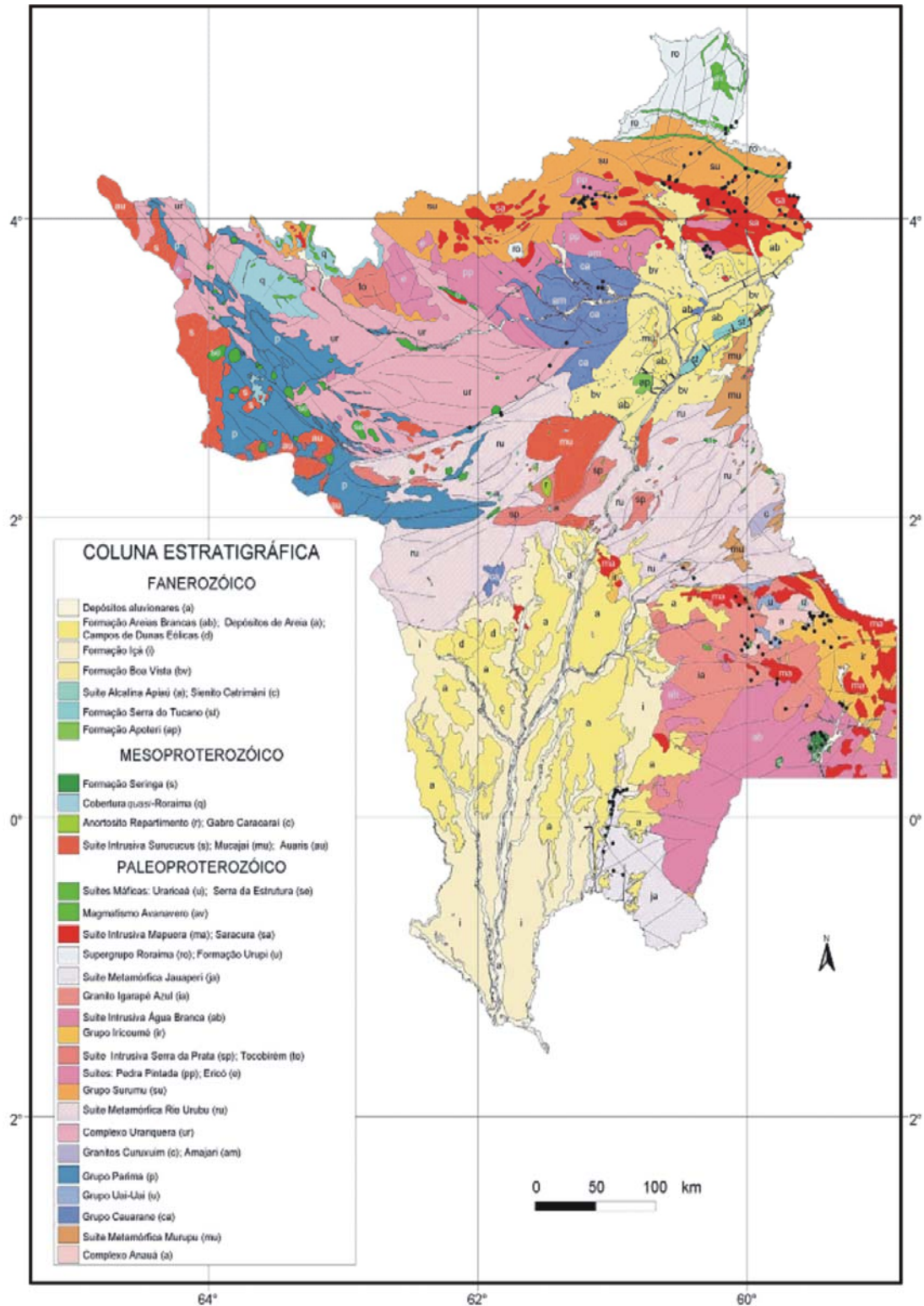


Figura 6: Mapa geológico de Roraima (CPRM, 2002).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Além dos trabalhos de escritório como levantamentos cartográficos e bibliográficos foram realizados trabalhos de campo com coleta de amostra e descrições de afloramentos e trabalhos de laboratório que incluíram descrições petrográficas, análises de difração de raios-X e preparação de amostras para análises químicas.

3.1. Trabalho de campo e coleta sistemática de amostras

Os trabalhos de campo e a coleta sistemática de rochas foram precedidos por uma etapa de escritório na qual foram observadas imagens de radar (escala 1:250.000), fotografias aéreas (escala 1:70.000), mapas aero-magnetométrico e geológico procurando identificar a principal direção estrutural regional e outros padrões locais. A partir destes dados foi planejado um perfil de caminhamento, para coleta de amostras e descrição de afloramentos de rocha, transversal à principal direção estrutural observada, ou seja, segundo a direção NW-SE. O perfil teve início na base da encosta situado no flanco SE da serra onde se procurou estabelecer o empilhamento litoestratigráfico do pacote de rochas além de coletar amostras para análise, descrever os afloramentos e obter dados estruturais como atitudes das camadas e da foliação. E se encerrou no flanco NW após serem percorridos cerca de 8 km perpendicularmente ao eixo da megassinclinal que constitui a Serra Tepequém. Também foram realizados caminhamentos segundo os dois principais cursos d'água, totalizando 29 afloramentos visitados (ver mapa de pontos ou figura 8).

Anteriormente aos trabalhos de campo executados na Serra Tepequém foi realizada uma etapa de reconhecimento geológico regional. Esta etapa consistiu na execução de dois perfis, um transversal e o outro longitudinal àquela principal direção estrutural. Cada perfil teve aproximadamente 200 km de extensão. O primeiro, de direção NW-SE, foi iniciado

próximo à cidade de Boa Vista e foi encerrado na Serra Tepequém. O segundo teve início a partir dali e se estendeu até a fronteira com Guiana, segundo a direção NE-SW.

3.2 Técnicas de identificação dos minerais e princípios de classificação das rochas metamórficas

Para identificar as assembléias de minerais metamórficos ou paragêneses metamórficas (Winkler, 1976) inicialmente foi utilizado um microscópio petrográfico óptico para analisar e identificar os minerais constituintes das rochas de granulação média a grossa (diâmetro do grão maior que 0.1 mm) bem como as texturas, ou seja, as relações entre os grãos minerais presentes em cada amostra. Posteriormente, as rochas de granulação fina (diâmetro do grão menor que 0.1 mm) ou a fração fina das rochas mais grossas tiveram a composição mineral analisada pelo difratômetro de raios-X.

Após a identificação mineral, foram aplicados os conceitos básicos da petrologia metamórfica descritos por Turner (1968), Miyashiro (1973) Winkler (1976) e Yardley (1989) como a paragênese metamórfica, fácies e grau metamórfico e a classificação geológica do metamorfismo (tipologia do metamorfismo). Também foram empregadas técnicas de análise estrutural descritas por Ramsey & Huber (1983), enfatizando principalmente os aspectos geométricos da Serra Tepequém.

3.2.1 Análise petrográfica

O microscópio petrográfico utilizado foi modelo binocular Axiolab Pol da marca Zeiss que permite um aumento de até 500 vezes e encontra-se no laboratório de análises petrográficas da unidade de Manaus da CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Foi utilizado especialmente para a identificação daqueles minerais de tamanho de grão maior que 0,1mm e, na descrição dos aspectos texturais das rochas e conseqüentemente, na classificação

petrográfica. A classificação das rochas metamórficas utilizada foi a sugerida pelo Serviço Geológico Britânico (Robertson, 1999) e pela Subcomissão de Sistematização de Rochas Metamórficas da IUGS. As descrições petrográficas de cada amostra analisada encontram-se como fichas petrográficas, em anexo, e o resultado analítico, no capítulo de petrografia.

3.2.2 Análise de difração de raios-X

O difratômetro de raios-X utilizado foi o modelo XRD 6000 da marca Shimadzu que se encontra no Laboratório de Difração de Raios-X do Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas (UFAM). Também foi empregado, em uma etapa preliminar, o difratômetro modelo D-500 da marca Siemens Bruker-AXS do Departamento de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

O método empregado para as análises de difração de raios-X foi o Método do Pó em rocha total. Este método permitiu a realização de análises qualitativas para identificação dos argilo-minerais e de outros filossilicatos presentes nas rochas pelíticas. O uso da difração de raios-X foi determinante na identificação das diminutas lamelas de mica que, apenas com o emprego do microscópio petrográfico ótico, são classificadas como mica branca ou sericita.

Foram selecionadas para análise as amostras de rochas sedimentares de granulação fina como siltitos e argilitos (metapelitos ou ardósias). Inicialmente, as amostras foram lavadas com água corrente, postas para secar ao ar livre, moídas em moinho de discos de porcelana e peneiradas até atingirem a granulação menor que 200 mesh (cerca de 0,074 mm). Posteriormente, as amostras foram pulverizadas utilizando-se um almofariz e pistilo até tornarem-se um pó tão fino que não arranhe quando friccionado entre os dedos. Logo após, as amostras pulverizadas foram colocadas em porta-amostras de alumínio e, com uma pequena placa de vidro, foram prensadas manualmente e retirados, com um pincel, os excessos de material ocorrentes fora da cavidade do porta-amostras. A seguir, o porta-amostras foi fixado

no difratômetro de raios-X e iniciaram-se as análises. As condições do instrumento (XRD 6000-Shimadzu) para a realização das análises foram:

- Voltagem: 40,0 kV
- Tubo de Cu
- Amperagem: 30,0 mA
- Fendas: 1,0 – 1,0 – 0,15
- Passo: 0,02 graus
- Velocidade: 2°/min
- *Scan Range*: 5° a 60°
- Tempo de análise: 27 minutos e 30 segundos

Em uma etapa preliminar, foram realizadas no laboratório da UFRGS, análises de difração de raios-X pelo método do pó em rocha total de três amostras como teste. Devido à natureza argilosa do material a ser analisado, as amostras para teste foram preparadas de três diferentes maneiras com o objetivo de determinar a presença de argilas expansivas como, por exemplo, a esmectita. Primeiramente, as amostras foram analisadas “ao natural”, ou seja, foram pulverizadas e submetidas à DRX. Posteriormente, estas amostras foram impregnadas com etileno-glicol durante 24 horas e processadas na DRX. Em seguida, as amostras foram calcinadas, ou seja, foram aquecidas a 550 °C durante 5 horas e, em seguida, processadas na DRX.

3.2.3 Análise química

Foram realizadas 10 análises químicas de rochas sendo 9 amostras de rochas sedimentares pelíticas e 1 de rocha basáltica. As amostras, inicialmente, foram britadas, quarteadas e separadas 250 gramas de cada amostra, que foram pulverizadas a 150 “mesh” e depois, enviadas para análise química.

As análises foram realizadas no Laboratório de Análises Acme Brasil localizado em Goiânia. Foram analisados os óxidos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO e Cr_2O_3) cujo método de abertura empregado foi a fusão com metaborato de lítio com determinação por ICP-ES. Os elementos menores e traços e os Elementos Terras Raras também foram analisados e o método de abertura usado foi com metaborato de lítio com determinação por ICP-MS.

4. GEOLOGIA DA SERRA TEPEQUÉM

Devido à atividade mineira para extração de ouro e, principalmente, diamante, iniciada em 1937, a Serra Tepequém tornou-se o objetivo de diversos projetos de pesquisa geológica.

4.1 Histórico do Supergrupo Roraima

As rochas do Supergrupo Roraima são conhecidas desde 1875 quando Brown & Sawkins (1875) descreveram, na Guiana, uma sucessão vertical de arenitos e conglomerados, com cerca de 1000 metros e denominaram-na de *Sandstone Formation*. O termo *Roraima* foi utilizado pela primeira vez por Dalton, em 1912, quando designou “A Série de Roraima”. Paiva (1939) revalidou, em território brasileiro, a denominação utilizada por Dalton. Descreveu a sucessão como formada por arenitos e leitos de folhelho vermelho e separada do *bedrock* de pórfiros por um conglomerado basal. Barbosa & Andrade Ramos (1959) acreditavam existir duas unidades estratigráficas separadas por uma inconformidade tectônica: a Formação Kaieteur, dobrada e metamorfisada, e a Formação Roraima, não metamorfisada. Bouman (1959) não observou a discordância, contestou aqueles autores e propôs a subdivisão da Formação Roraima em três membros: Quinô (superior), Suapi (intermediário) e Arai (basal). Em 1972, Reid propôs a elevação da formação à categoria de grupo. Amaral, em 1974, considerou a existência de uma seqüência Pré-Roraima composta por folhelhos

intercalados com siltitos e arenitos finos levemente dobrados e metamorfisados, a qual denominou de Formação Uailan. Em 1975, o Projeto RADAM consagra o uso do termo Grupo Roraima. Pinheiro *et al.* (1990), após trabalhos de mapeamento na porção nordeste de Roraima, propuseram a elevação do Grupo à categoria de Supergrupo.

Atualmente, o nome Supergrupo Roraima é utilizado para se referir a uma espessa seqüência de rochas sedimentares depositadas sobre o Escudo das Guianas logo após o evento vulcânico Uatumã que sucedeu a orogenia Transamazônica.

4.2 Histórico da geologia da Serra Tepequém

O primeiro trabalho tratando especificamente sobre a geologia da Serra Tepequém deve-se a Borges & D'Antona (1988). Consideraram a serra uma ocorrência isolada (morro testemunho) da Formação Arai, base do Supergrupo Roraima, e subdividiram-na em três membros denominados, da base para o topo, de membros Paiva, Funil e Cabo Sobral. Esta correlação com a Formação Arai foi mantida por Fernandes Filho (1990) após mapeamento geológico realizado na escala 1: 25.000, porém subdividiu-a, de maneira informal, em dois membros que foram subdivididos em sete níveis.

Em trabalhos geológicos voltados principalmente para os aspectos estruturais, Sena Costa *et al.* (1991) e Fraga *et al.* (1994) sugerem a atuação de falhas reversas na estruturação da Serra Tepequém. Os primeiros autores interpretaram a estrutura Serra Tepequém como um “klippe” de cavalgamento com vergência para sul e os posteriores observaram clivagens ardosianas, manchas de redução achatadas e microdobras e consideraram a Serra Tepequém como parte de uma rampa frontal de cavalgamento resultante da inversão de falhas normais ocorrida durante o Evento K'mudku.

Minerais de natureza metamórfica como diásporo, pirofilita e moscovita foram identificados por Costa *et al.* (1999) que consideraram estes minerais como produtos de

metamorfismo de contato atuante sobre um protólito hiperaluminoso como lateritos, possivelmente provocado por intrusões básicas da Suíte Apoteri.

Após trabalhos de levantamento geológico básico, CPRM (1999A) sugeriu a utilização da denominação Formação Tepequém, evitando assim uma correlação direta com a Formação Arai de Pinheiro *et al.* (1990). No entanto, manteve as subdivisões propostas por Borges & D'Antona (1988).

Trabalhos mais recentes desenvolvidos por Fernandes Filho & Nogueira (2003) descreveram depósitos litorâneos caracterizados por estruturas de maré e ondas e sugerem uma provável influência marinha na deposição das camadas do Supergrupo Roraima ocorrentes na Serra Tepequém. Luzardo *et al.* (2003) consideraram a Serra Tepequém uma megassinclinal aberta e suspensa e identificaram, nas rochas que a compõe, texturas e microestruturas de origem metamórfica.

4.3 A problemática do Supergrupo Roraima

O Escudo das Guianas, uma das regiões com a menor densidade de informações geológicas, contém uma extensa cobertura de rochas sedimentares paleoproterozóicas. Esta cobertura sedimentar, conhecida como Supergrupo Roraima (Pinheiro *et al.*, 1990) é composta principalmente por arenitos, conglomerados e siltitos depositados em ambientes fluvial entrelaçado, deltaico e marinho raso (Reis *et al.*, 1990) de uma bacia marginal (Gibbs & Baron, 1993).

A principal área de exposição contínua do Supergrupo Roraima ocorre no Bloco Pacaraima, situado na porção nordeste de Roraima, junto à fronteira com a Venezuela, onde constitui um extenso platô com cerca de 73.000 km². Afora esta área principal, existem diversas ocorrências isoladas desta cobertura sedimentar que se espalham por mais de 1000 km de distância do platô Pacaraima. As mais distantes, em território brasileiro, ocorrem no

Estado do Amazonas. São, principalmente, as serras Aracá, Padre, Daraá, e, em especial, a Serra Neblina, cujo pico é o ponto culminante do relevo brasileiro com cerca de 3000 m de altitude. Dentre as mais próximas, destacam-se as serras Surucucus, Uafaranda, Urutanim e Tepequém, ocorrentes no Estado de Roraima.

O Supergrupo Roraima é considerado como expressão litoestratigráfica de uma cobertura cratônica acumulada após o encerramento do Ciclo Transamazônico e, por isso, a presença de paragêneses minerais e texturas metamórficas ou de feições geradas por deformação tectônica em rochas desta unidade foram interpretadas como produtos de metamorfismo de soterramento (Ghosh, 1977; Gibbs & Baron, 1993; Reis & Carvalho, 1996), metamorfismo de contato (Costa *et al*, 1999) e dinâmico (Sena Costa *et al*, 1991 e Fraga *et al*, 1994). Revisões petrográficas realizadas em rochas das serras Daraá (Luzardo, 2000) e Aracá (Luzardo, 2001; Santos *et al*, 2003) demonstraram que estas ocorrências isoladas da cobertura sedimentar Roraima são constituídas por rochas metamórficas como xistos e quartzitos com feições estruturais e paragêneses minerais resultantes da atuação de metamorfismo regional orogênico.

Neste contexto, destaca-se a Serra Tepequém que, famosa pela ocorrência de ouro e de diamantes, é considerada como um morro testemunho do Supergrupo Roraima. Localizada na região centro norte do Estado de Roraima, encontra-se a cerca de 70 km ao sul do Bloco Pacaraima e apresenta evidências de que as rochas que a constituem também sofreram influência de metamorfismo regional orogênico. Esta proximidade espacial entre a Serra Tepequém e o Bloco Pacaraima permite uma maior confiabilidade na correlação litoestratigráfica entre as camadas de rochas das duas localidades.

4.4 Aspectos geológicos da Serra Tepequém

A Serra Tepequém constitui uma megassinclinal aberta e suspensa com cerca de 10 km de comprimento por 7 km de largura e altitude de aproximadamente 1000 m (Figura 7).



Figura 7: Vista panorâmica da Serra Tepequém, ao fundo.

Apresenta eixo subhorizontal segundo a direção N 70 E, ora com suave caimento para SW, ora para NE. O plano axial é subvertical, geralmente com atitude N 70 E; 80 NW e os flancos, em geral, apresentam mergulhos com valores em torno de 30 a 40 graus (Figura 8).

As rochas da Serra Tepequém formam um pacote de sucessão metavulcanossedimentar com cerca de 800 metros de espessura aflorante (Figura 9). Na base da serra, aproximadamente na cota 300 metros, ocorre um nível de rocha vulcânica de composição ácida (riolito) com cerca de 50 metros de espessura. Sobreposto às rochas vulcânicas assenta-se uma camada de litarenito vulcânico com acamamento plano-paralelo, na base, e estratificação cruzada acanalada de médio porte, no topo. Esta camada possui aproximadamente 60 metros de espessura e seus contatos inferior e superior ocorrem encobertos por solo.

MAPA GEOLÓGICO DA SERRA TEPEQUÉM - RORAIMA

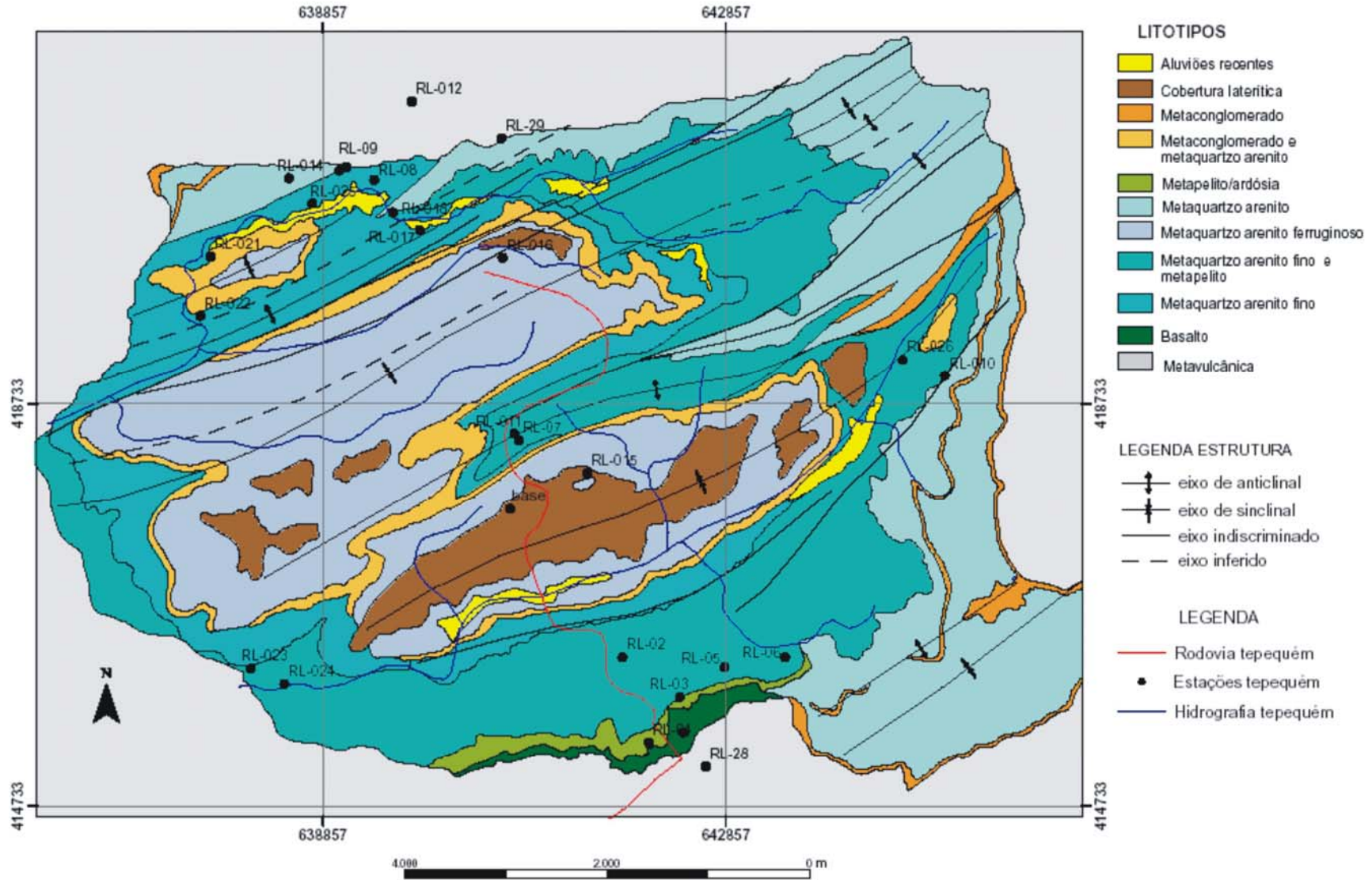


Figura 8: Mapa geológico da Serra Tepequém. FONTE: modificado de Fernandes Filho, 1990.

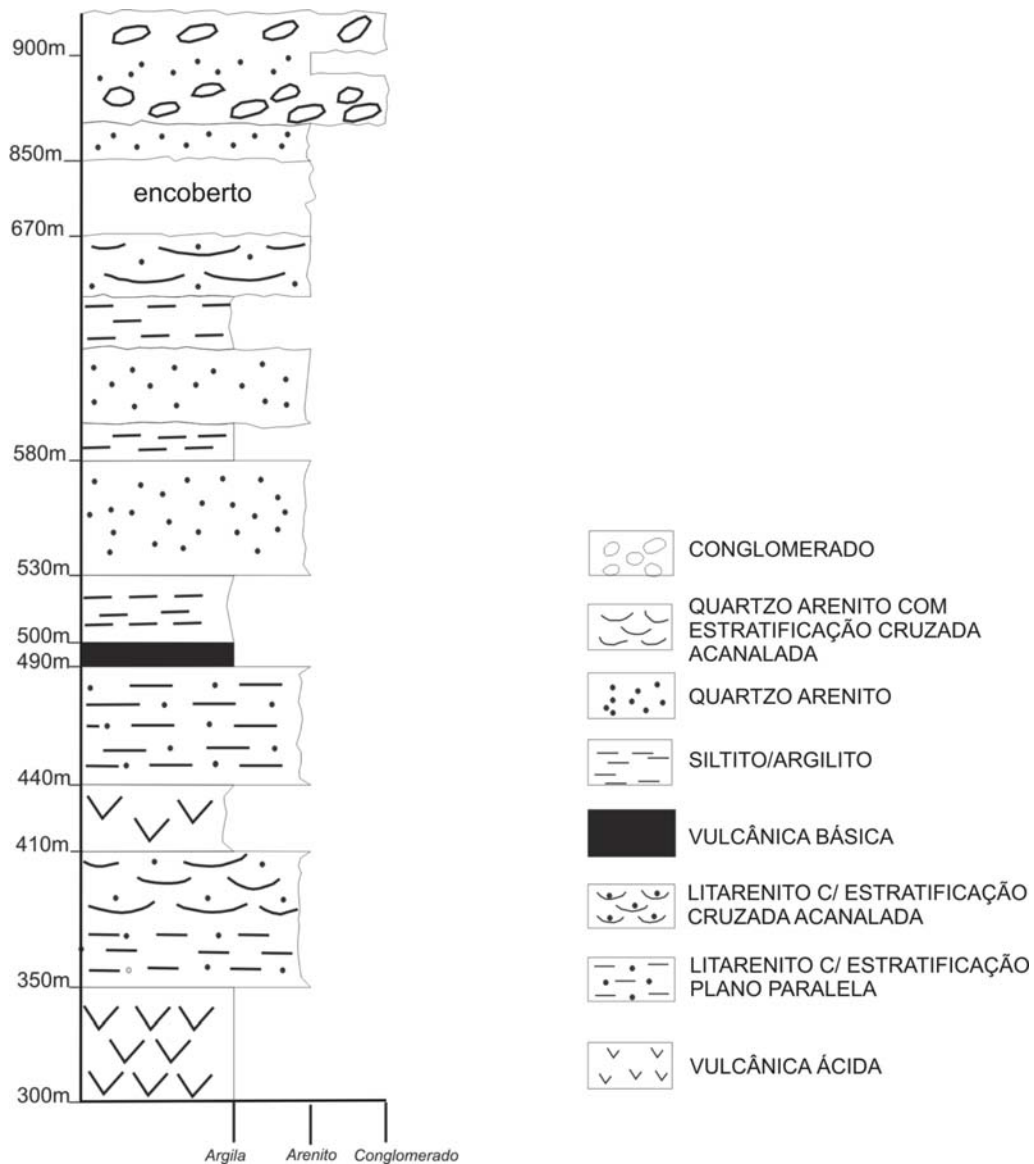


Figura 9: Seção colunar das rochas aflorantes na Serra Tepequém.

Sucede-se outro nível de rocha vulcânica ácida com cerca de 30 metros de espessura e sotoposto a outra camada de litarenito com acamamento plano-paralelo mergulhando 30° para $N25^\circ W$ e espessura de aproximadamente 50 metros (Figura 10). Na cota de 550 metros ocorre, junto à Pousada do Serviço Social do Comércio (SESC), um horizonte de basalto com cerca de 10 metros de espessura. As relações de contato deste horizonte, tanto da base como do topo, não foram observadas diretamente, porém o mergulho deste é concordante com o mergulho das

camadas, sugerindo uma aparente concordância estrutural. O horizonte de basalto é recoberto por uma camada de siltito de cor cinza esverdeada com, no mínimo, 20 metros de espessura, que por sua vez é encimado por intercalações entre camadas de quartzito arenoso de granulação média com estratificação cruzada acanalada e acamamento plano-paralelo e camadas de siltito vermelho.



Figura 10: Camadas de litarenito com mergulho de 30° para NW.

Esta intercalação perdura por mais de 300 metros até quase o topo da encosta, onde é recoberta por camadas de rochas sedimentares mais resistentes à erosão e que constituem a cornija que sustenta a serra. Estas camadas mais resistentes são formadas por aproximadamente 100 m de espessura de conglomerados monomíticos intercalados com arenitos grossos a conglomeráticos, formando ciclos com granodecrescência ascendente. São ortoconglomerados com acamamento maciço, às vezes com gradação normal e matriz de quartzito arenoso médio a grosso e de cor vermelho claro ou amarelo pálido. Os seixos são predominantemente bem arredondados e compostos por quartzito leitoso, rochas vulcânicas (riolitos e dacitos), quartzito arenoso e argilito. Em direção ao topo da sucessão predominam níveis de arenito grosso que gradualmente variam para arenitos médios. No topo deste pacote ocorre um nível com cerca de 2

metros de espessura de conglomerado intraformacional, composto por seixos subangulosos de arenito e argilito dispersos em matriz de arenito fino argiloso. Esta sucessão de conglomerados e arenitos foi denominada de Membro Paiva por Borges & D'Antona (1988), que estimaram a espessura desta unidade em 130 metros. Estes depósitos foram interpretados como produtos de fluxo gravitacional e de migração de barras longitudinais em planície fluvial proximal entrelaçada (Fernandes Filho & Nogueira, 2003).

Entre o igarapé Paiva e a borda noroeste da serra afloram camadas formadas predominantemente por quartzo arenitos finos, siltitos e argilitos. Também ocorrem lentes e níveis pouco espessos de conglomerado polimítico onde seixos bem arredondados de quartzo leitoso, quartzo arenito, siltito e rochas vulcânicas, com até 6 cm de diâmetro, ocorrem em meio à matriz arenosa. Mais raramente ocorrem finas intercalações, com cerca de 20 a 30 cm de espessura, de rochas piroclásticas (tufo). Este conjunto constitui ciclos decamétricos com granodecrescência ascendente e as principais estruturas sedimentares primárias observadas são estratificações cruzadas acanaladas, marcas de onda assimétricas e simétricas, camadas com dobras convolutas e gretas de contração. Segundo Fernandes Filho & Nogueira (2003) estas estruturas sugerem a migração de barras de pequeno e grande porte em uma planície aluvial entrelaçada e a presença de quartzo arenito e seixos bem arredondados, indicando uma alta maturidade composicional e textural, sugerem um ambiente fluvial distal. Estes depósitos foram reunidos por Borges & D'Antona (1988) na unidade Membro Funil.

Na porção central da serra, junto ao eixo da sinclinal, ocorre uma associação de quartzo arenitos finos e, subordinadamente, médios a grossos, onde a presença de estruturas geradas por tempestade é marcante (Figura 11).



Figura 11: Quartzo arenito com estratificação cruzada acanalada.

Os tempestitos constituem ciclos de 5-7 metros de espessura compondo uma sucessão com mais de 20 metros. São formados por arenitos fino a médios, de cor amarelo pálido ou avermelhados, que apresentam estratificação cruzada *swaley* de grande porte (comprimento de onda entre 2,0-5,0 m e altura de aproximadamente 1,0 m), na base dos ciclos, que gradualmente passa para estratificação cruzada *swaley* de pequeno porte, no topo dos ciclos. Também foram observadas estratificações cruzadas *hummocky*, concentrações de minerais opacos na base das estratificações cruzadas *swaley* e laminação com dobras convolutas. Na base dos ciclos, ocorrem níveis de intraclastos pelíticos e no topo, argilitos, siltitos e arenitos finos constituem ritmitos com acamamento *wavy-linsen* e laminação *pinch and swell*. Com base nesta associação de estruturas sedimentares primárias, Fernandes Filho & Nogueira (2003) interpretaram estes depósitos como resultados da ação de ondas e maré.

4.5 Feições estruturais

As feições estruturais foram descritas e analisadas, sob o aspecto geométrico, em três distintas escalas de observação, cujos tamanhos variam desde a visada no microscópio petrográfico para identificação de agregados de pequenos grãos de minerais alinhados, até a identificação em imagens de sensoriamento remoto dos principais “trends” regionais.

4.5.1 Feições estruturais macroscópicas

O arcabouço estrutural do Escudo das Guianas é caracterizado principalmente pelo Cinturão Guiana Central que se entende por mais de 1000 km, desde a porção oeste do Estado do Amazonas até o litoral do Suriname, segundo a direção $N60^{\circ}-70^{\circ}E$, com largura média de 150 km. Este padrão regional do embasamento pode ser observado nos mapas geofísicos de pequena escala (regionais) como, por exemplo, na imagem aero-magnetométrica (Figura 12).

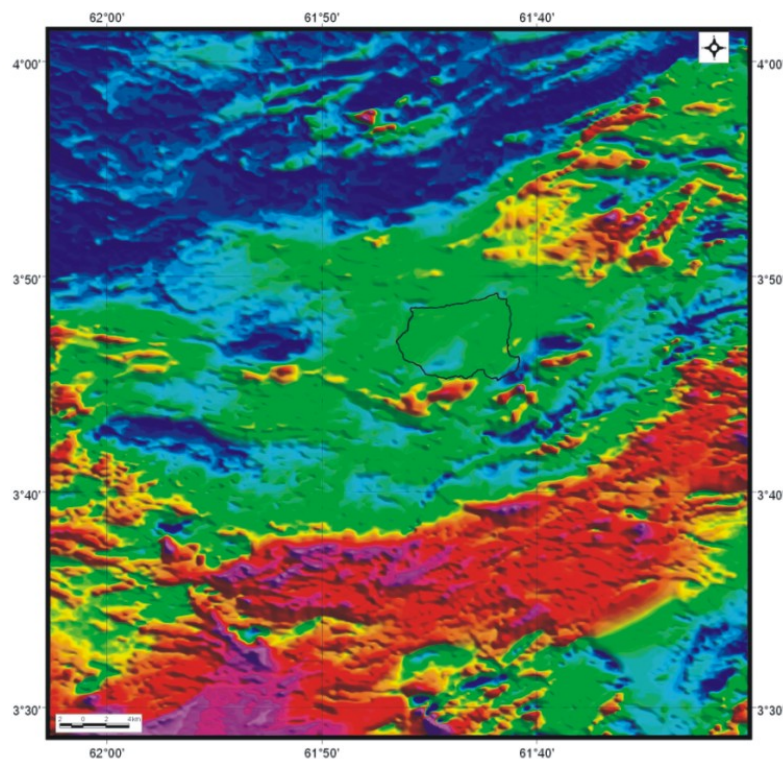


Figura 12: Imagem aeromagnetométrica. Fonte: CPRM (2001)

Quanto à geomorfologia, a Serra Tepequém tradicionalmente considerada como uma mesa gerada a partir da dissecação de um platô representa um interessante caso de inversão de relevo. Trata-se de uma megassinclinal aberta e suspensa (Figura 13), ou seja, constitui um baixo estrutural que, preservado da erosão, resultou em um alto topográfico com altitude de aproximadamente 1000 m e cerca de 10 km de comprimento por 6 km de largura. Esta feição em forma de colher pode ser observada tanto na carta topográfica da serra na escala 1:100.000, quanto no modelo digital de elevação do terreno (Figura 14) gerado a partir de sensores remotos (*Suttle Radar Topographic Mission, 2000*). Em ambas, se observa que a porção central do topo da serra possui altitude menor, em torno de 650 m, formando um vale sinclinal por onde drenam os dois principais igarapés da serra. Também se observa que as bordas elevadas, com altitude em torno de 1100 m, apresentam vertentes inclinadas ou camadas com mergulho para o vale sinclinal.

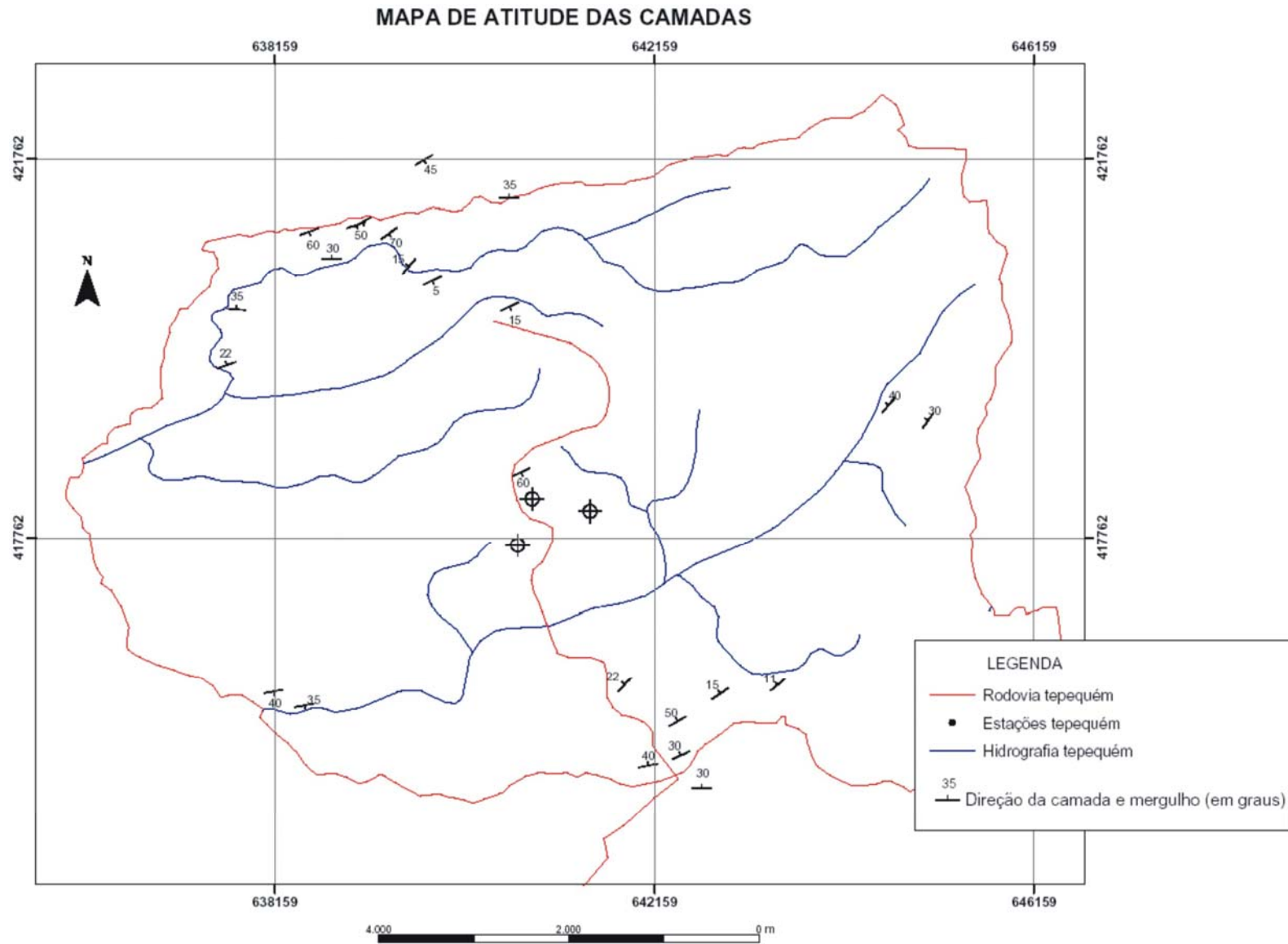


Figura 13: Mapa de atitude das camadas de rochas da Serra Tepequém obtidos a partir de dados de campo.

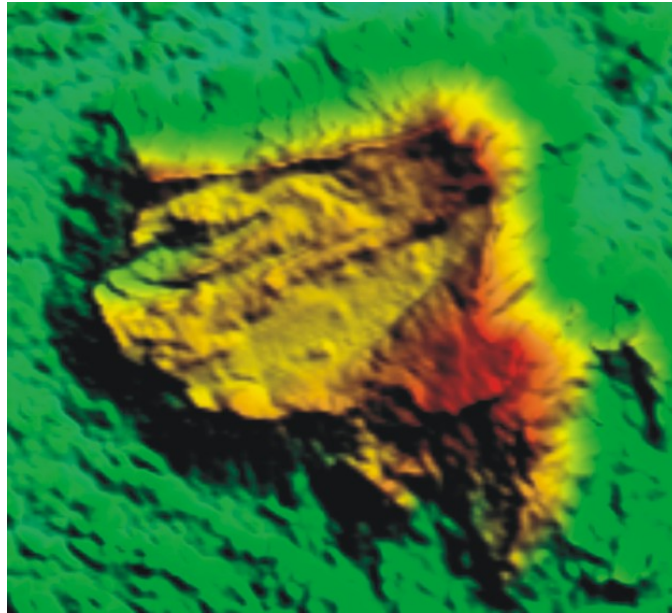


Figura 14: Modelo digital de elevação do terreno da serra Tepequém. FONTE: *Shuttle Radar Topographic Mission*,2000).

4.5.2. Feições estruturais mesoscópicas

As principais feições estruturais observadas, em escala mesoscópica, são: foliação do tipo clivagem ardosiana, manchas (“spot”) elípticas, seixos estirados e dobras (Figura 15).



Figura 15. Dobra paralela de pequeno porte em metapelito.

A observação direta de dobras nos afloramentos é muito rara. Geralmente é possível acompanhar a mudança de atitude das camadas que ora mergulham para NW, ora mergulham para SE, conforme representado no mapa geológico e em estereograma (Figura 16).

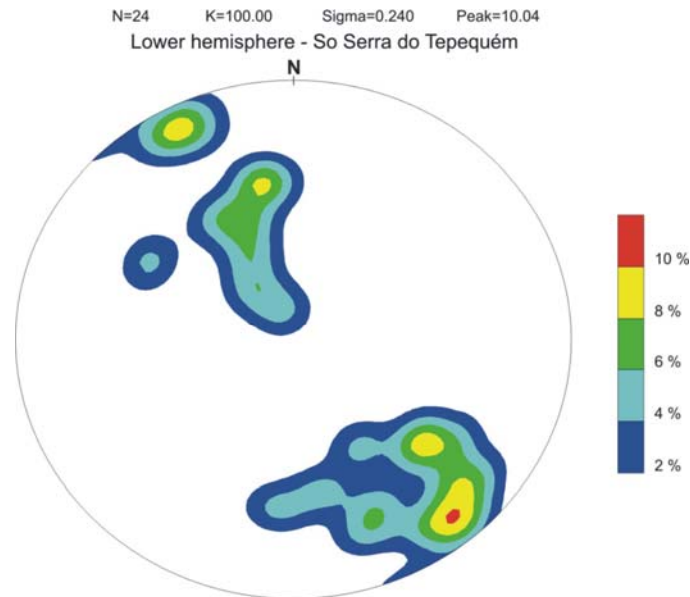


Figura 16: Diagrama de freqüência das atitudes da camada (S_0).

Estas mudanças de atitude do acamamento possivelmente refletem a presença de dobras parasíticas ou de segunda ordem em relação à megassinclinal que constitui a serra. Estas dobras parasíticas geralmente apresentam uma distância de aproximadamente 500 metros entre as linhas de charneira. Dobras menores, com cerca de 30 cm, também foram observadas (Figura 15).

A clivagem ardosiana é a feição estrutural mais comumente observada nas rochas de granulação fina como os argilitos e siltitos (ardósia). Em amostras de mão é representada por uma superfície de brilho lustroso, às vezes corrugada, que intercepta o acamamento sedimentar. Geralmente apresenta atitude segundo N 70°E; 80°NW, paralela ao plano axial das dobras representadas no mapa geológico.

Outra feição comumente observada nos metapelitos avermelhados são as manchas ou máculas (“spots”) achatadas (Figura 17). São manchas de cor branca e de formas elípticas que ocorrem nas seções perpendiculares aos planos de clivagem ardósiana. Segundo os planos de clivagem, as seções são praticamente circulares. Estas manchas são resultadas de processos químicos diagenéticos ocorridos antes da deformação (Ramsay & Huber, 1983).

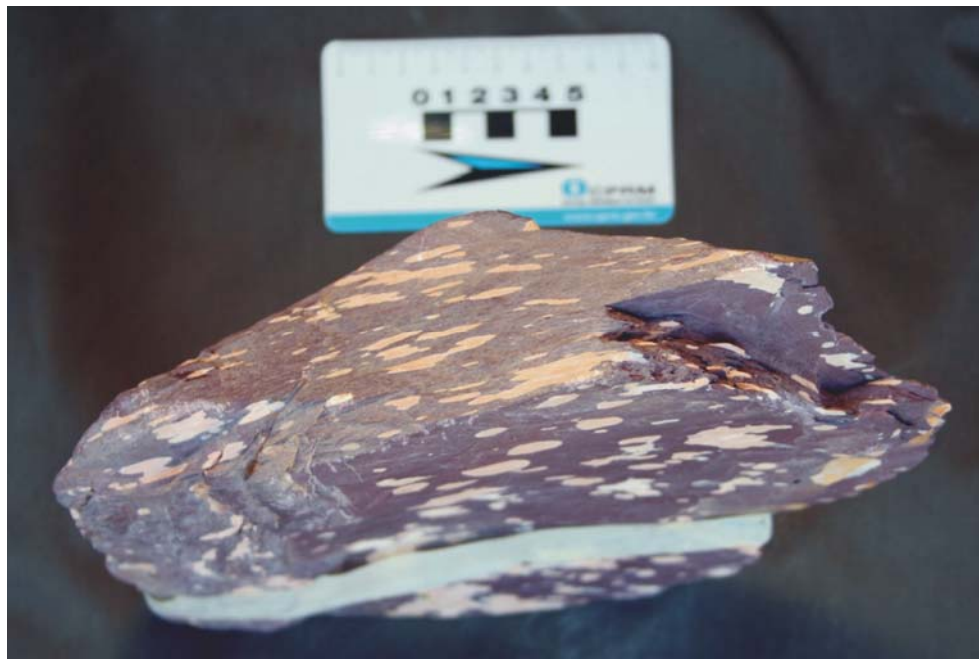


Figura 17: Ardósia com clivagem e manchas (“spots”) ou máculas elípticas.

Seixos deformados de quartzo leitoso, presentes em determinados níveis dos metaconglomerados aparentemente não deformados, indicam que o pacote rochoso foi submetido à deformação do tipo heterogênea, resultando na alternância entre domínios deformados e domínios indeformados. A presença de contatos côncavo-convexos (Figura 18) entre os seixos indica que estes também foram submetidos a um mecanismo de deformação do tipo solução por pressão, muito freqüente em condições diagenéticas e metamórficas de baixo grau (Passchier & Trouw, 1996).

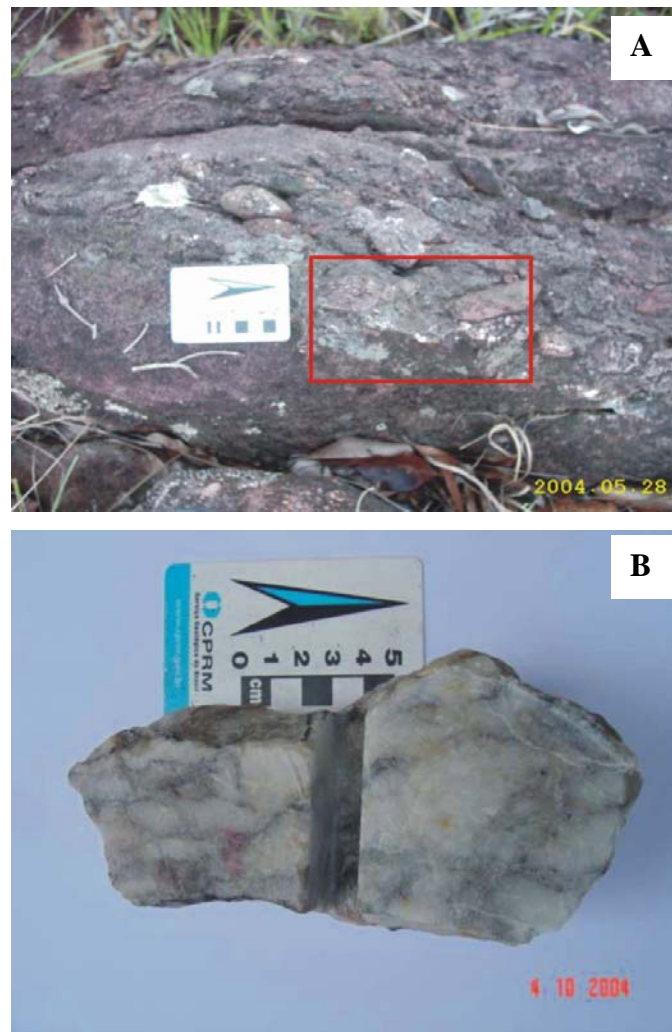


Figura 18: A) Conglomerado com seixos deformados, com destaque do contato côncavo-convexo entre seixos. B) Detalhe da figura 16A com seixos deformados.

4.5.3. Feições estruturais microscópicas

Ao microscópio, além da foliação primária que geralmente é representada pelo acamamento plano paralelo (Figura 19A) definido pela variação granulométrica (alternância entre níveis pelíticos e níveis arenosos) é possível observar foliações e texturas secundárias de origem tectônica como clivagem ardosiana, clivagem de crenulação, extinção ondulante em grãos de quartzo e formação de sub-grãos.

A clivagem ardosiana (Figura 19B) é representada pela orientação preferencial de diminutas lamelas de mica branca que definem uma foliação contínua (Passchier & Trouw, 1996). A clivagem ardosiana é considerada uma foliação plano axial de dobras em rochas de granulação fina, submetidas ao metamorfismo de baixo grau, geralmente de fácies xistos verde (Hobbs *et al*, 1981). Kirsch (1991b) correlaciona diferentes tipos de clivagens ardosianas desenvolvidas de acordo com o aumento do grau metamórfico com o índice de cristalinidade.

A clivagem de crenulação discreta (Passchier & Trouw, 1996) é outro tipo de foliação secundária observada com freqüência nas rochas de granulação fina. É definida por microdobras (Figura 19C) que afetam a foliação contínua (clivagem ardosiana) ou o acamamento pré-existente.

Feições indicadoras de deformação intracristalina e evidências de recristalização dinâmica são freqüentemente observadas nas rochas de granulação grossa como os quartzos arenitos e os conglomerados. Nos quartzos arenitos, os grãos detríticos, e inclusive o cimento composto por quartzo autigênico, apresentam extinção ondulante (Figura 19D), sugerindo deformações da rede intracristalina (Passchier & Trouw, 1996). Outra evidência de recristalização dinâmica é a presença de agregados policristalinos de quartzo, onde o grão maior e original é cercado por pequenos grãos recristalizados.

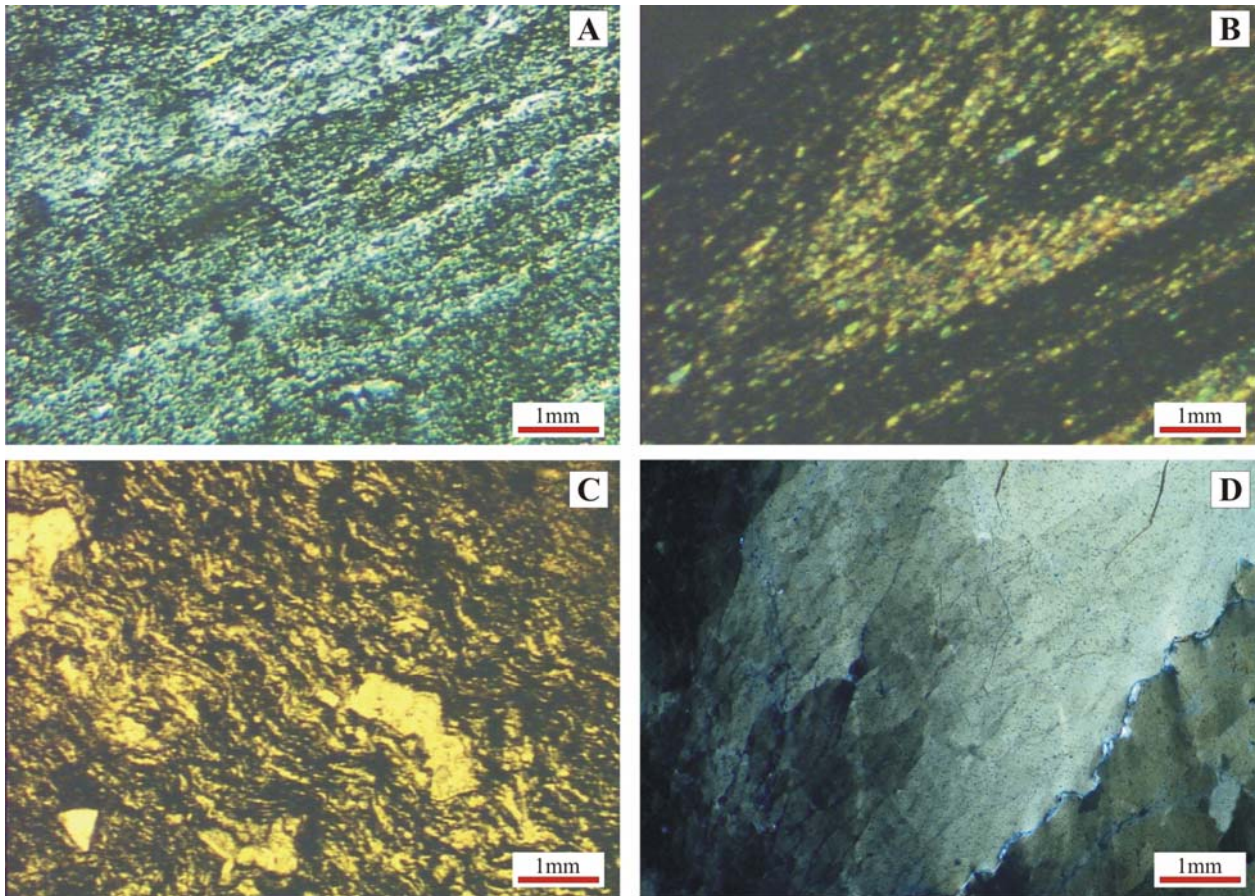


Figura 19: Micrografias com texturas e feições deformacionais. A) Acamamento plano paralelo definido por variação granulométrica; B) Microdobra com foliação plano axial; C) Clivagem de crenulação e D) Grão de quartzo com extinção ondulante.

5. PETROGRAFIA

5.1 Petrografia das rochas vulcânicas da Serra Tepequém

Ao microscópio, as rochas vulcânicas do Grupo Surumu, ocorrentes na serra Tepequém, apresentam uma grande variedade textural, variando desde termos com as texturas originais bem preservadas até termos bastante deformados. Composicionalmente formam dois grupos: um melanocrático ou máfico, composto por metabasalto e outro leucocrático ou félsico, composto por metariolito, metadacito e metatufos. O prefixo meta será omitido em favor da simplicidade da nomenclatura.

Os riolitos geralmente apresentam textura porfirítica onde fenocristais de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio ocorrem dispersos em matriz quartzo-feldspática microcristalina (Figura 20). Os minerais máficos são relativamente escassos e, quando presentes, são representados por biotita e anfibólio (hornblenda). Apatita, titanita, allanita e opacos (geralmente magnetita) são os minerais acessórios mais comuns. Sericita, clorita, epidoto e calcita são os produtos de alteração mais frequentes. Quando deformados, os fenocristais de quartzo apresentam, além de um discreto achatamento, extinção ondulante e lamelas de deformação. Os fenocristais de feldspato alcalino geralmente ocorrem fraturados e sericitizados e os de plagioclásio, parcialmente substituídos por epidoto, sericita e calcita. A matriz torna-se rica em sericita, cujas lamelas orientadas segundo uma direção preferencial definem uma foliação secundária (Figura 21). Os dacitos são muito semelhantes aos riolitos, porém contêm mais plagioclásio e minerais máficos como biotita e anfibólio (hornblenda) e, mais raramente, piroxênio (augita). Os dacitos apresentam praticamente as mesmas feições secundárias e minerais de substituição que os riolitos, porém freqüentemente apresentam vênulas contendo agregados fibro-radiados de epidoto. Os tufos ácidos são composicionalmente muito semelhantes aos riolitos e dacitos, porém contêm fragmentos de rocha vulcânica e de cristais de feldspatos em meio à matriz micro a criptocristalina rica em minerais opacos (hematita) finamente disseminados. Quando deformados, tanto os dacitos quanto os tufos apresentam as mesmas feições texturais secundárias dos riolitos e dacitos.

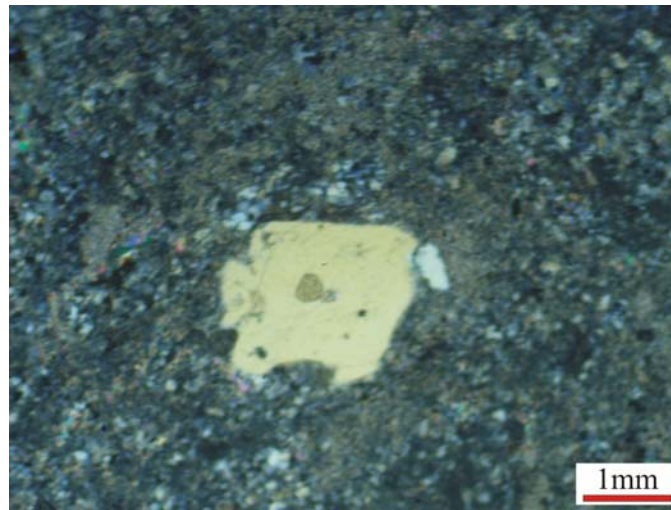


Figura 20: Fenocristal de quartzo embaiado em riolito do Grupo Surumu.

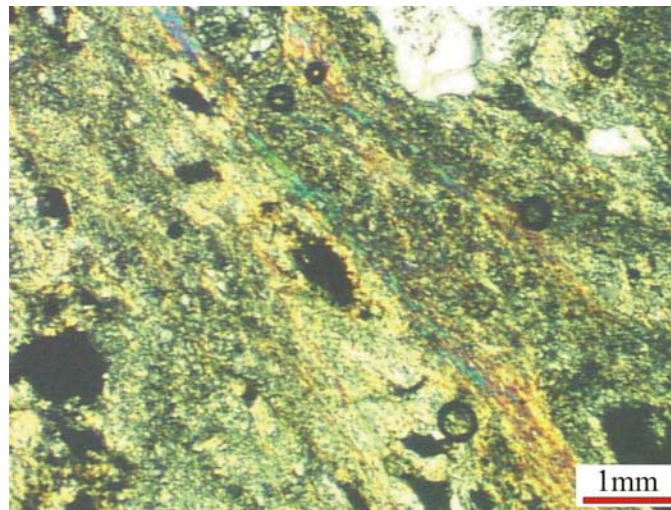


Figura 21. Foliação secundária em riolito do Grupo Surumu

Os basaltos variam texturalmente de porfíricos a granulares finos a muito finos (afaníticos), sendo os primeiros os mais freqüentes. Em geral são compostos essencialmente por fenocristais de clinopiroxênio (augita) e de plagioclásio (labradorita) dispersos em meio à matriz microcristalina composta também por plagioclásio, clinopiroxênio e mineral opaco (Figura 22). Pseudomorfos de fenocristais euédricos com hábito de olivina ocorrem substituídos por minerais

opacos de aspectos ferruginosos (iddginsita?), e material criptocristalino (quartzo). Às vezes apresentam textura de fluxo magmático (textura eutaxítica ou traquítica) definida por diminutos cristais tabulares de plagioclásio orientados segundo uma direção preferencial. Os minerais acessórios mais comuns são magnetita, ilmenita, apatita, titanita e quartzo. Frequentemente o plagioclásio ocorre parcial ou quase que totalmente substituído por epidoto, sericita e calcita e o clinopiroxênio, por diminutas agulhas de actinolita, lamelas de clorita e cristais de epidoto e calcita. Geralmente as diminutas agulhas de actinolita ocorrem, juntamente com a clorita, formando coroas ao redor dos piroxênios. É bastante comum a presença de amígdalas preenchidas por clorita, epidoto, prehnita, pumpellyíta, albita e quartzo.

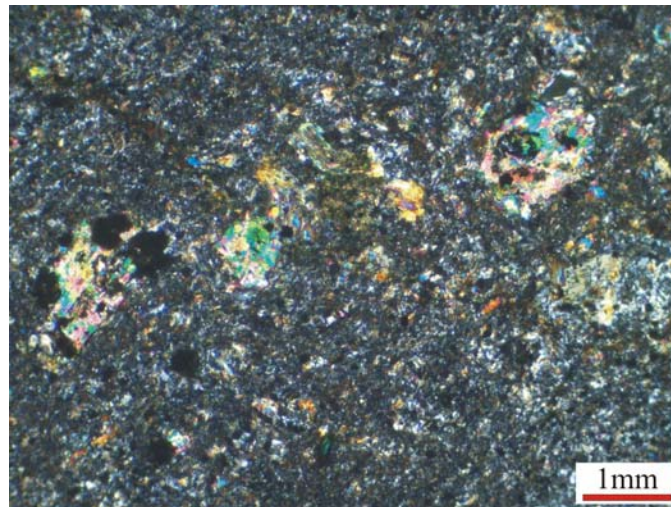


Figura 22: Textura porfirítica em metabasalto do Grupo Surumu.

Uma amostra bastante ilustrativa de metabasalto foi identificada na base da Serra Lilás, que embora ocorra a aproximadamente 50 km de distância da Serra Tepequém, encontra-se em um contexto geológico muito semelhante. Esta rocha é constituída por fenocristais de plagioclásio, quase que totalmente substituídos por sericita, epidoto e calcita, em meio à matriz neoformada e composta por cristais aciculares de actinolita, lamelas de clorita e cristais de calcita. Comumente são observadas amígdalas e vênulas preenchidas por calcita, epidoto,

prehnita e pumpelleyíta, que ocorrem achatadas e com formatos elípticos, cujos eixos maiores ocorrem alinhados definindo assim, uma foliação secundária de origem tectônica (Figura 23).



Figura 23: Amígdala preenchida por clorita, pumpelleyíta, calcita e epidoto em metabasalto do Grupo Surumu.

5.2 Petrografia das rochas sedimentares da Serra Tepequém

Foram utilizadas três diferentes classificações para as rochas sedimentares da Serra Tepequém, de acordo com a granulação destas. Os arenitos foram classificados de acordo com Folk (1974) em quartzo arenito e litarenito; os ruditos, conforme Pettijohn (1957), em ortoconglomerado monomítico e os pelitos, de acordo com Twenhofel (1937), em ardósia. Também para as rochas sedimentares será omitido o prefixo meta, porém para os termos muito modificados onde predomina a textura metamórfica, será empregada a nomenclatura para rochas metamórficas.

Os quartzo arenitos geralmente são de cor vermelha claro a róseo e maciços, em amostras de mão. Ao microscópio, são compostos predominantemente por grãos de quartzo monocristalino que perfazem cerca de 95% dos grãos observados, escassos fragmentos de rocha e grãos de mineral opaco (Figura 24).

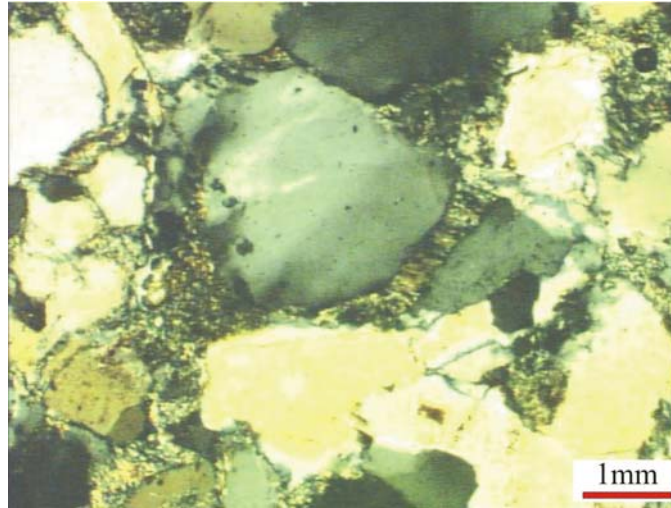


Figura 24: Quartzo arenito pouco deformado.

Em geral, o tamanho dos grãos de quartzo varia de areia fina a areia média com predomínio daqueles com diâmetro médio em torno de 0,5 mm. São subarredondados a subangulosos, de baixa esfericidade e apresentam, nas bordas, sobrecrescimento de quartzo autigênico ou sintaxial. Os fragmentos são de rocha vulcânica ácida (riolito) e, em geral, são bem maiores (tamanho areia grossa) que os grãos de mineral opaco (provavelmente hematita) que possuem diâmetro médio em torno de 0,1 mm e são bem arredondados. O contato entre os grãos geralmente é do tipo côncavo-convexo e o cimento é formado principalmente por quartzo sintaxial e por agregados de diminutas lamelas de mica branca (ilita e pirofilita). Os grãos de quartzo geralmente apresentam extinção ondulante, bandas de deformação e fraturas que perpassam tanto a porção original quanto a porção formada durante a cimentação da rocha. Observa-se, em determinadas porções da rocha principalmente junto aos clastos maiores, uma incipiente foliação definida pela orientação de diminutas lamelas de mica branca.

Os litarenitos, em geral, apresentam as mesmas características petrográficas dos quartzos arenitos, porém com amplo predomínio dos fragmentos de rochas vulcânicas sobre os grãos de quartzo que perfazem, no máximo, 70% dos clastos observados (Figura 25).

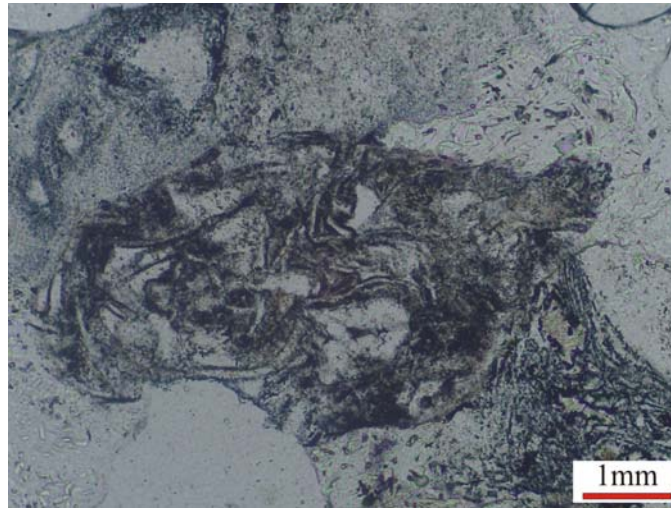


Figura 25: Fragmento de rocha vulcânica (tufo) em litarenito.

Os litarenitos também se caracterizam por apresentar as feições diagenéticas mais bem desenvolvidas que nos quartzos arenitos. Os fragmentos de rochas vulcânicas são de riolitos, caracterizados por fenocristais embaçados de quartzo em meio à matriz fêlsica microcristalina, e de tufos de composição riolítica, caracterizados por bandas de quartzo micro a criptocristalino, contendo minerais opacos finamente disseminados e fragmentos angulosos de quartzo. Os grãos de quartzo monocristalino também apresentam características que denotam a proveniência vulcânica destes como cristais com faces bem formadas e embaçadas. Geralmente os clastos são de tamanho areia média a grossa e, quanto à forma, variam de subarredondados a subangulosos de baixa esfericidade. A forma original dos grãos detríticos encontra-se preservada do sobrecrecimento de quartzo sintaxial, que constitui o cimento, por linhas de sujeira marcadas por filmes de óxido de ferro e/ou argila. Alguns grãos apresentam contatos suturados que afetam inclusive as bordas neoformadas de quartzo sintaxial. Este cimento formado por quartzo autigênico ou sintaxial também se apresenta corroído nos contatos com os agregados de mica branca (pirofilita e illita) que, possivelmente, constituem uma nova fase de cimentação formada às expensas do quartzo (Figura 26 A). Também são observados prováveis pseudomorfos de

caolinita substituídos por agregados de mica branca, mas que ainda preservam a forma vermicular ou “em sanfona” original daquele argilomineral. (Figura 26 B).

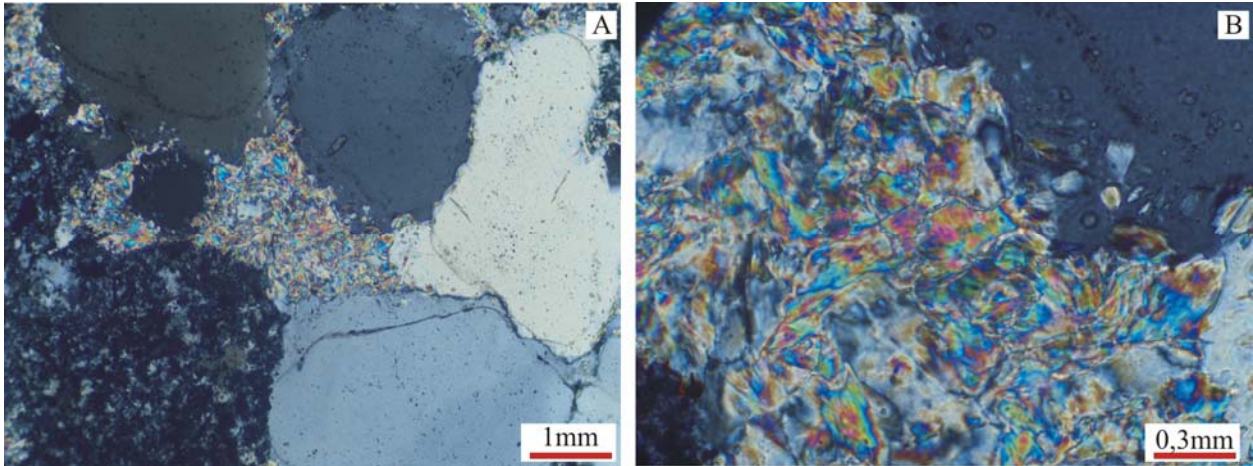


Figura 26: A) Pseudomorfo de caulinita substituído por pirofilita; B) Detalhe do hábito “em sanfona” do pseudomorfo.

Os ortoconglomerados monomíticos são compostos predominantemente por seixos de quartzo leitoso (que perfazem mais de 90% da população dos seixos observados), de rocha vulcânica ácida e, mais raramente, de arenito e de argilito. Os seixos geralmente são bem arredondados e possuem diâmetro médio de 5 centímetros, embora também ocorram calhaus com mais de 20 centímetros. A matriz é formada por grânulos de quartzo e areia muito grossa, com arranjo maciço ou com discreto acamamento gradacional normal e o cimento é composto por quartzo autigênico. Frequentemente os seixos apresentam contatos côncavo-convexos e, ocasionalmente, ocorrem achatados definindo assim uma foliação secundária de origem tectônica (Figura 18).

As rochas pelíticas da Serra Tepequém, quando observadas ao microscópio, apresentam a composição mineral e a textura original modificadas sendo assim classificadas como ardósias. Em amostras de mão geralmente apresentam acamamento sedimentar plano-paralelo, definido

pela alternância de lâminas vermelho claro (níveis sílticos) e vermelho moderado (níveis argilosos) truncadas, obliquamente, por planos de clivagem com superfícies lustrosas (Figura 27).



Figura 27: Acamamento sedimentar (S_0), marcado por níveis escuros, truncado por clivagem.

Em lâmina petrográfica, observa-se uma foliação contínua (Figura 18A) do tipo clivagem ardósiana, definida pela orientação de diminutas lamelas de mica branca segundo uma direção preferencial. Nos níveis mais grossos, a foliação contorna grãos alongados de quartzo detrítico e, nos níveis mais finos, ocorrem manchas de redução ou “spots” (Figura 28) com formatos elípticos, cujos eixos maiores são paralelos à foliação da rocha. Às vezes, esta foliação contínua ocorre dobrada definindo uma foliação descontínua do tipo clivagem de crenulação. A composição mineral das ardósias é relativamente simples, pois são compostas quase que exclusivamente por mica branca, raros grãos de quartzo (presentes nos níveis mais grossos) e material opaco finamente disseminado pela rocha. Análises de difração de raios-X revelaram que o mineral denominado, por meio do microscópio ótico, de mica branca ou sericita, trata-se, na maioria das vezes, da pirofilita. Também ocorre moscovita e, mais raramente, illita. O material opaco também foi analisado e identificado como hematita.

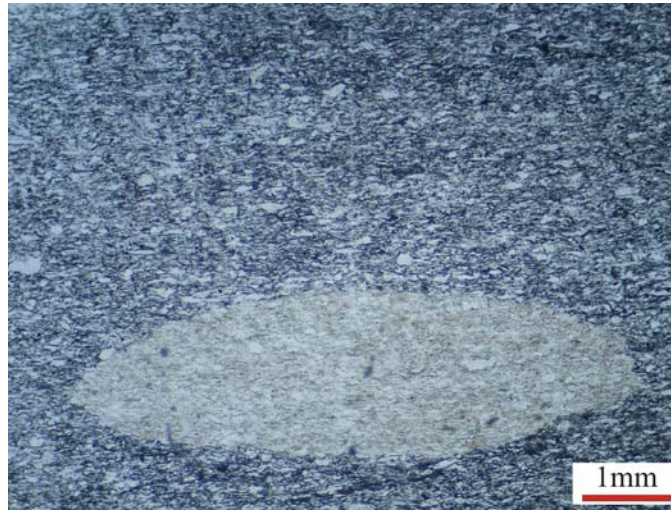


Figura 28: Manchas (“spots”) elípticas em ardósia.

6. DIFRAÇÃO DE RAIOS X

6.1 Análise da fração pelítica por difratometria de raios-X

Foram analisadas 14 amostras de rochas pelíticas (ardósias) tendo como objetivo identificar principalmente os argilo-minerais e/ou filossilicatos, que ao microscópio são classificados como sericita ou mica branca. Nestas 14 amostras foram realizadas 29 análises de DRX das quais 14 foram amostra total (secas ao ar), 9 na fração fina (centrifugadas), 3 amostras calcinadas a 550 °C e 3 glicoladas.

A tabela 2 apresenta a sigla ou denominação das amostras, o tipo de tratamento pré-análise (A= rocha total; C= calcinada; G= glicolada) e os minerais presentes. A partir desta tabela, observa-se que a pirofilita, moscovita/illita e hematita ocorrem em 9 das 14 amostras, ou seja, cada mineral ocorre em cerca de 65% das amostras analisadas.

AMOSTRA	PIROFILITA	ILLITA/MOSC.	HEMATITA
RL-01A	XXX	XX	X
RL-02A	XXX		
RL 03A	XXX	X	XX
RL 04A	XXX		
RL-05A	XXX		
RL 06A	XX	XXX	X
RL-07A		XXX	X
RL-08A		XXX	X
RL-09A		XXX	XX
RL-10A	XXX		X
RL-11A	X	XXX	XX
RL-18A		XXX	X
RL-18C		XXX	
RL-18G		XXX	
RL-23A	XXX		
RL-23C	XXX		
RL-23G	XXX		
RL-26A		XXX	
RL 26C		XXX	
RL-26G		XXX	

Tabela 2. Minerais identificados nas rochas pelíticas analisadas pelo difratômetro de raios-X. (A= rocha total; C= calcinada; G= glicolada) e os minerais presentes (XXX indica o mineral mais abundante na amostra; XX indica o mineral com abundância intermediária e X indica o mineral detectado em menor quantidade na amostra).

A pirofilita, mineral mais freqüente e abundante, é identificada, nos difratogramas, pelo pico de mais alta intensidade (I/I₁) cujo valor do ângulo $^{\circ}2\theta$ varia entre 29,03° e 29,18°; pelo pico intermediário cujo valor do ângulo $^{\circ}2\theta$ varia entre 9,52° e 9,72° e pelo pico de mais baixa intensidade cujo valor do ângulo $^{\circ}2\theta$ varia entre 19,21° e 19,37°. A moscovita/illita é caracterizada por quatro reflexões, cujos valores do ângulo $^{\circ}2\theta$ variam em torno de 8,81°; 26,73°; 17,71° e 45,33° respectivamente de acordo com a intensidade. A hematita é identificada pelos picos com valores de ângulo $^{\circ}2\theta$ em torno de 33,15; 35,05 e 49,55.

A análise de difração de raios-X, utilizando o método do pó em rocha total nos pelitos da Serra Tepequém, determinou a presença exclusivamente de pirofilita, mica branca (illita/moscovita) e hematita (Figura 29, 30 e 31). Caulinita, esmectita e outros argilo-minerais de presença comum em rochas sedimentares pelíticas não foram detectados.

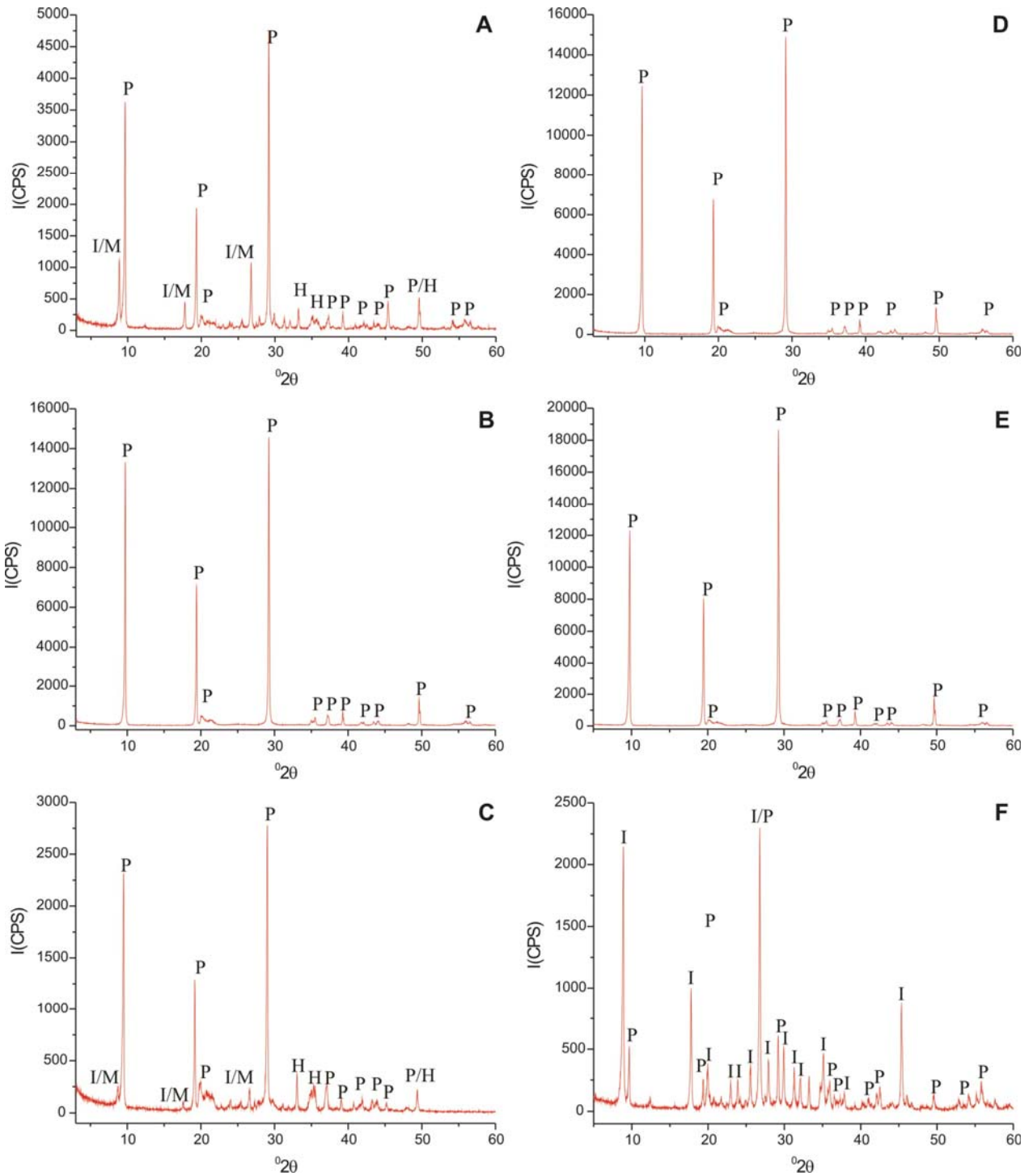


Figura 29: Difratoograma de raios-X das amostras RL - 01, 02, 03, 04, 05 e 06, respectivamente A, B, C, D, E e F, com presença de I/M-illita/muscovita, P-pirofilita, H-hematita e I-illita.

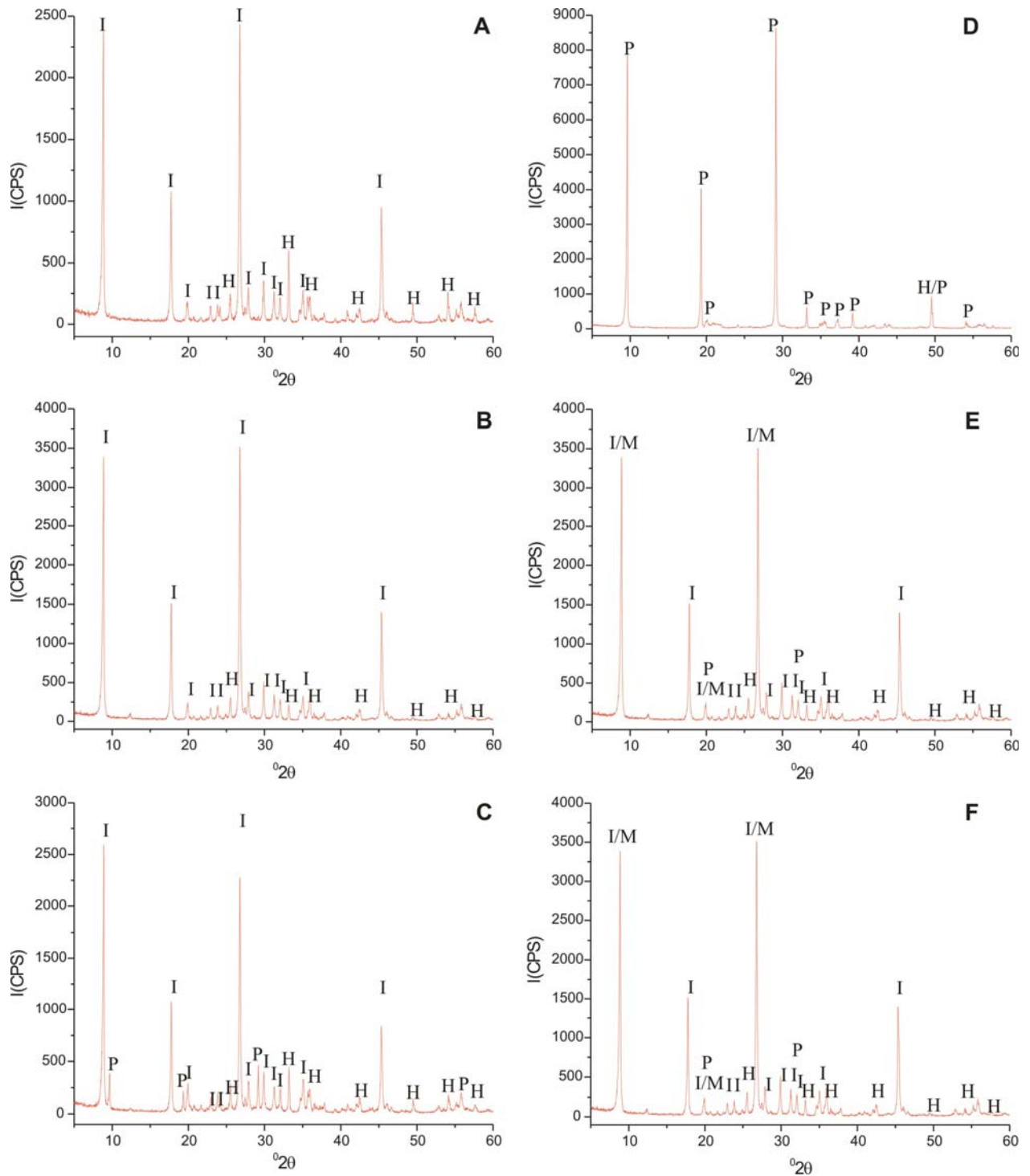


Figura 30: Difratoograma de raios-X das amostras RL - 07, 08, 09, 10, 11 e 18, respectivamente A, B, C, D, E e F, com presença de I/M-illita/muscovita, P-pirofilita, H-hematita e I-illita.

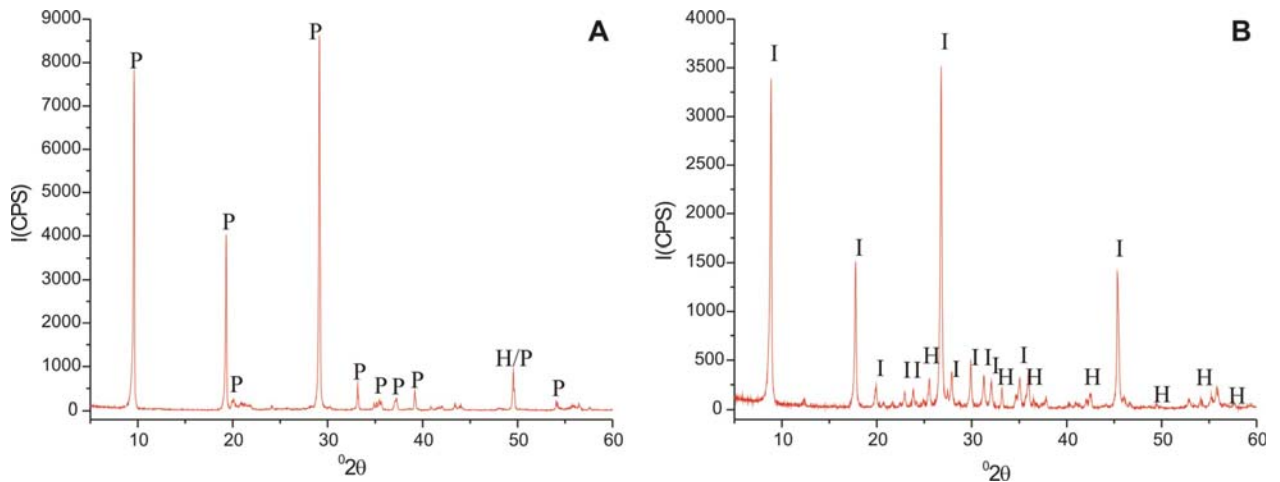


Figura 31: Difratoograma de raios X das amostras RL – 23 e 26, respectivamente A e B com presença de P-pirofilita, H-hematita e I-illita.

A tabela abaixo apresenta os valores dos ângulos 2θ , índices de Müller dos planos reticulares e as distâncias entre os planos do retículo cristalino, em Angstrom, respectivamente.

Mineral	Parâmetros	1º Reflexão	1º Reflexão	1º Reflexão
Pirofilita	$2\theta^\circ$	29,03 – 29,18	9,52 – 9,72	19,21 – 19,37
	hkl	006	002	004
	d [Å]	3,057 – 3,072	9,089 – 9,287	4,579 – 4,618
Moscovita/ Illita	$2\theta^\circ$	8,81 – 8,96	26,73 – 26,79	17,71 – 17,81
	hkl	003	009	006
	d [Å]	9,86 – 10,03	3,320 – 3,333	4,970 – 5,003
Hematita	$2\theta^\circ$	33,15 – 33,24	35,04 – 35,09	49,46 – 49,55
	hkl	104	110	024
	d [Å]	2,693 - 2,701	2,555 – 2,559	1,838 – 1,841

Tabela 3: Parâmetros diagnósticos das reflexões e maiores intensidades dos minerais identificados pela DRX.

7.0 O METAMORFISMO DA SERRA TEPEQUÉM

Os dados referentes ao estudo do metamorfismo na região em torno da Serra Tepequém são muito escassos e se devem, principalmente, a mapeamentos de reconhecimento geológico, em escala regional, realizados pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

7.1 Estado da arte

Diversos tipos de metamorfismo são atribuídos às rochas do Supergrupo Roraima. Comumente são consideradas como anquimetamórficas ou produtos de metamorfismo de soterramento (Ghosh, 1985; Gibbs & Baron, 1993; Reis & Carvalho, 1996). Também existem referências a respeito de metamorfismo de contato (Borges, 1987), gerado por intrusões graníticas mesoproterozóicas e de metamorfismo dinâmico (Sena Costa *et al*, 1991 e Fraga *et al*, 1994), relacionado ao Evento Milonítico K'Mudku. Raros autores, como Van de Putte (1972) e Kroonenberg (1982) consideram as rochas da cobertura Roraima como rochas metamórficas regionais. O primeiro autor considerou as rochas sedimentares da Formação Roraima de natureza geossinclinal. Para o segundo autor esta cobertura é formada por rochas metassedimentares de baixo grau, geradas por metamorfismo dinamo-termal.

Costa *et al* (1999) identificaram, na Serra Tepequém, minerais metamórficos como diásporo, pirofilita, moscovita e cianita e os consideraram como resultado de metamorfismo de contato, causado por intrusões básicas de idade mesozóica, em lateritos bauxíticos hiperaluminosos.

Texturas e microestruturas comuns em rochas metamórficas de baixo grau, como clivagem ardosiana, foram consideradas por Luzardo *et al* (2003) como feições tectônicas associadas ao plano axial da megassinclinal aberta e suspensa que constitui a Serra Tepequém.

Em escala regional, as rochas do Grupo Surumu, composto principalmente por riolitos, dacitos e andesitos, freqüentemente ocorrem dobradas, foliadas e parcialmente recristalizadas. Estas feições geralmente são consideradas como efeito de metamorfismo dinâmico ocorrido durante o Evento Milonítico K'Mudku (CPRM, 1999).

As ocorrências cartografadas (CPRM, 1999) das rochas da seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Cauarane, mais próximas da Serra Tepequém, encontram-se a cerca de 15 km ao sul-sudeste desta. São, principalmente, rochas de baixo grau metamórfico, do fácies xisto verde e, geralmente, da zona da clorita como filitos (metagrauvascas), quartzitos e moscovita xistos com a direção da foliação segundo N 70° E. Outras pequenas exposições, não cartografadas destas rochas metamórficas, foram observadas a cerca de 10 km ao sul da Serra Tepequém, onde são utilizadas como área de retirada de material para pavimentação da estrada.

Os ortognaisses do Complexo Urariqüera ocorrem, nos mapas geológicos, em contato descrito como tectônico (CPRM, 1999), com o Grupo Cauarane. Distam a aproximadamente 16 km ao sul da Serra Tepequém e constituem, a partir daí, praticamente todo o terreno geológico ocorrente no flanco oeste-sudoeste, em um raio de 50 km. As referências a respeito do grau metamórfico do Complexo Urariqüera são escassas, porém segundo estes autores, a presença de lentes de anfibolito sugere que estes atingiram, no mínimo, o grau médio de metamorfismo (fácies anfibolito).

7.2 Determinação do metamorfismo

Para a determinação do fácies metamórfico foram analisadas rochas de composição pelítica e rochas de composição básica que ocorrem intercaladas na sucessão metavulcanossedimentar e encontram-se separadas pela menor distância possível, no caso, cerca de 100 metros entre os respectivos afloramentos (pontos RL-04 e RL-19). Esta proximidade

espacial garante que as paragêneses de minerais metamórficos de ambos litótipos foram geradas sob condições de pressão e temperatura praticamente iguais.

7.2.1. Os protólitos

A identificação dos protólitos foi baseada principalmente na presença de texturas originais reliqueares e na composição química das rochas metamórficas.

As tabelas 4 e 5 apresentam os resultados, em percentual, das análises químicas (óxidos e elementos maiores, menores, traços e ETR) de nove amostras de rochas metassedimentares pelíticas (ardósias) e, de uma amostra de metabasalto da Serra Tepequém.

Óxidos	AMOSTRAS									
	RL-01	RL-02	RL-03	RL-04	RL-05	RL-06	RL-07	RL-09	RL-10	RL-13
SiO ₂	55,72	65,21	58,39	65,26	65,50	45,70	40,76	44,65	57,62	51,49
Al ₂ O ₃	28,29	27,14	25,79	27,32	27,41	32,60	32,18	32,80	24,33	12,54
Fe ₂ O ₃	5,27	0,39	6,82	0,37	0,42	6,48	11	6,55	8,91	9,35
MgO	0,05	0,02	0,03	0,02	0,01	0,07	0,25	0,07	0,01	10,24
Cão	0,02	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	8,41
Na ₂ O	0,12	0,02	0,05	0,02	0,02	0,21	0,38	0,21	0,01	2,41
K ₂ O	3,07	0,05	0,76	0,04	0,04	8,01	8,33	8,62	0,04	1,67
TiO ₂	0,58	0,01	0,74	0,01	0,01	0,72	0,93	0,78	0,69	0,55
P ₂ O ₅	0,15	0,01	0,11	0,01	0,01	0,23	0,08	0,21	0,12	0,22
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,14
Cr ₂ O ₃	0	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,02	0,001	0,01	0,047
LOI	6,4	7	7,1	6,7	6,3	5,5	5,6	5,6	8,2	3
TOT/C	0,05	0,09	0,05	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03
TOT/S	0,05	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01
SUM	99,7	99,84	99,85	99,69	99,69	99,55	99,5	99,51	100	100,1

Tabela 4. Resultado das análises químicas dos pelitos e do metabasalto da Serra Tepequém.

ELEM.	AMOSTRAS									
	RL-01	RL-02	RL-03	RL-04	RL-05	RL-06	RL-07	RL-09	RL-10	RL-13
Ni	20	20	20	20	20	20	20	20	20	169
Sc	22	2	27	3	2	38	19	32	7	29
Ba	1072	3,8	234,3	0,5	2,5	1145	4079	1626	23	683,7
Be	1	<1	1	<1	1	3	4	2	1	2
Co	3,7	0,7	2,6	0,6	<.5	3,7	4,4	5,4	3,1	44,4
Cs	1,3	0,1	0,4	<.1	0,2	2,4	5,3	2,6	<.1	1
Ga	44,4	19,1	34	27	22,3	49,8	47,4	53,6	28,4	10,2
Hf	15,7	<.5	24,8	<.5	<.5	25,9	7,9	22,5	18,3	1,5
Nb	28,3	<.5	37,2	<.5	<.5	37,3	18,2	36,1	23,4	3,9
Rb	107,6	1,2	26,8	<.5	1,4	225,4	273	229,9	0,8	49
Sn	7	<1	10	<1	<1	11	9	11	12	<1
Sr	642,4	1,6	377,5	0,8	3,3	803,6	167	656,1	373	243,7
Ta	2,2	<.1	2,8	<.1	<.1	2,8	1,6	2,6	1,3	0,2
Th	19	<.1	32,3	0,1	0,3	36,3	26,6	30,6	27,9	2,2
U	4,8	<.1	8	0,1	<.1	11,1	4,8	9,7	4,6	0,8
V	24	10	15	10	6	28	71	25	20	109
W	2,7	0,1	8,8	0,1	<.1	3,2	9,5	2,8	3,6	0,5
Zr	535,5	1,1	772,2	0,5	2,6	819	243	734	614	54,1
Y	125,4	<.1	122,3	0,9	0,4	249,6	53,1	213,7	60,2	13,7
La	80,1	<.5	42,2	<.5	<.5	120,5	83,3	113,2	67,9	12,6
Ce	188,4	<.5	117,2	<.5	0,7	265,9	149	282,1	141	23,7
Pr	20,82	0,03	9,58	<.02	0,04	30,31	18	30,7	15,3	3,33
Nd	85,4	<.4	39,4	<.4	<.4	127,8	68,2	132	61,3	14,9
Sm	19,2	<.1	9,4	<.1	<.1	27,4	11,3	28,5	10,9	3
Eu	3,46	<.05	2,02	<.05	<.05	5,46	2,32	5,48	1,61	0,85
Gd	19,3	<.05	13,68	0,15	0,12	34,36	8,81	32,03	10,6	2,49
Tb	3,6	<.01	2,96	0,01	0,02	7,44	1,46	6,3	1,86	0,41
Dy	18,67	<.05	18,41	0,12	0,07	41,42	7,77	33,37	9,16	1,99
Ho	4,26	<.05	4,33	<.05	<.05	8,89	1,75	7,64	2,01	0,51
Er	11,78	<.05	12,4	0,06	<.05	24,14	4,76	20,52	5,35	1,22
Tm	1,87	<.05	1,89	<.05	<.05	3,6	0,73	3,19	0,85	0,21
Yb	11,7	0,05	13,37	0,07	<.05	22,93	4,93	19,27	5,62	1,17
Lu	1,8	<.01	2,09	<.01	0,01	3,38	0,78	2,94	0,86	0,2
Mo	0,4	<.1	0,4	<.1	<.1	0,3	0,2	0,2	0,3	<.1
Cu	8,3	0,2	49,2	1,3	0,4	99,1	85,9	65	89,1	56,4
Pb	16,9	0,1	25,6	<.1	<.1	15,6	17,3	19,2	10,6	0,7
Zn	5	<1	4	1	<1	5	5	6	20	44
Ni	1,6	0,1	1,9	<.1	0,2	1,3	2,1	2,2	1,9	101
As	1,3	<.5	2,2	<.5	<.5	1	1,2	1,6	3,4	0,5
Cd	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Sb	0,1	<.1	0,2	<.1	<.1	0,2	0,1	0,1	0,5	0,1
Bi	0,2	<.1	0,4	<.1	<.1	0,3	0,3	0,3	0,3	<.1
Ag	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Au	1,5	0,9	1	0,8	2,7	<.5	2,1	0,6	1,7	2,5
Hg	<.01	0,01	<.01	<.01	0,01	0,03	<.01	<.01	<.01	<.01
Tl	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0,1	0,1	<.1	<.1
Se	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5

Tabela 5. Resultado das análises químicas dos pelitos e do metabasalto.

As rochas sedimentares pelíticas (argilitos e siltitos) não metamorfasadas geralmente são constituídas por minerais argilosos como illita, montmorilonita e caulinita, por filossilicatos detríticos como clorita e moscovita e por grãos de quartzo e, mais raramente, de feldspatos (Winkler,1977). Quanto à composição química, são ricas principalmente em SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O e, secundariamente, em FeO , MgO e H_2O . Outros componentes como Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO , CaO , Na_2O e C podem estar presentes em teores consideráveis. Já as rochas básicas, representadas pelo basalto, são compostas principalmente por minerais anidros e estáveis em altas temperaturas como olivinas e piroxênios, apresentam teores de SiO_2 com valores entre 45% e 52% e geralmente são ricas em MgO , FeO , CaO e Al_2O_3 .

A Tabela 6 apresenta uma comparação entre as composições químicas, considerando apenas os principais óxidos, das rochas pelíticas (ardósias) e básicas (metabasaltos) da Serra Tepequém e as médias mundiais para as respectivas rochas (Yardley, 1989). Observa-se que o teor de SiO_2 das ardósias varia entre 40,76% e 65,50% com média em 55,36%, enquanto a média mundial de Shaw (1956) para rochas pelíticas é de 59,93%. O teor de Al_2O_3 varia entre 24,33% e 32,80% com média de 28,65%, nas ardósias locais enquanto a média mundial é de 16,32%. O teor de K_2O varia entre 0,04% e 8,62% com média em 3,21% contra a média mundial de 3,54 % e o conteúdo de Fe_2O_3 varia entre 0,37% e 10,96% com média em 5,13% contra a média mundial de 3,03%. Verifica-se que as ardósias analisadas são mais ricas em alumina e mais pobres em sílica, MnO , MgO , CaO e Na_2O que a média mundial, embora estas diferenças não sejam muito significativas. O metabasalto analisado apresenta pequenas discrepâncias com o padrão mundial, destacando-se apenas o elevado teor em Fe_2O_3 presente na amostra analisada que é cerca de 6 vezes o valor da média mundial, ou seja, 9,35% contra 1,37%.

Óxidos	RL-01	RL-02	RL-03	RL-04	RL-05	RL-06	RL-07	RL-09	RL-10	Média Shaw*	RL-13	Média Yardley**
SiO ₂	55,72	65,21	58,39	65,26	65,50	45,70	40,76	44,65	57,62	59,93	51,49	51,98
Al ₂ O ₃	28,29	27,14	25,79	27,32	27,4	32,6	32,18	32,8	24,33	16,62	12,54	14,48
Fe ₂ O ₃	5,27	0,39	6,82	0,37	0,42	6,48	10,96	6,55	8,91	3,03	9,35	1,37
MgO	0,05	0,02	0,03	0,02	0,01	0,07	0,25	0,07	0,01	2,63	10,24	7,59
Cão	0,02	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	2,18	8,41	10,3
Na ₂ O	0,12	0,02	0,05	0,02	0,02	0,21	0,38	0,21	0,01	1,73	2,41	2,04
K ₂ O	3,07	0,05	0,76	0,04	0,04	8,01	8,33	8,62	0,04	3,54	1,67	0,84
TiO ₂	0,58	0,01	0,74	0,01	0,01	0,72	0,93	0,78	0,69	0,85	0,55	1,21
P ₂ O ₅	0,15	0,01	0,11	0,01	0,01	0,23	0,08	0,21	0,12		0,22	
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		0,14	
Cr ₂ O ₃	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0,015	0,001	0,01		0,047	

*Média Shaw (1966) **Média Yardley (1989)

Tabela 6: Comparação entre as composições químicas, considerando apenas os principais óxidos.

As composições químicas das rochas da Serra Tepequém foram tratadas pelo “software” Newpet e mostram os seguintes resultados: as ardósias constituem, no diagrama de distribuição dos Elementos Terras Raras (Figura 32), duas distintas populações, uma com teores acima de 10 ppm e um notável empobrecimento em Eu, e a outra com teores menores que 1 ppm, possivelmente indicando mudanças da composição química da área fonte dos sedimentos pelíticos. O basalto teve a classificação petrográfica obtida pela composição mineral e pela textura, confirmada pelo emprego dos diagramas químicos. Nos diagramas de elementos maiores de Le Maitre (1989), foi classificado como basalto de alto K (Figura 33A) e basalto (Figura 33B). Nos diagramas de Winchester e Floyd (1977), foi classificado como andesito/basalto (Figura 34A) e basalto sub-alcálico (Figura 34B). No diagrama ternário de Pearce & Cann (1973), que utiliza elementos menores como Zr, Sr e Ti, a amostra situa-se no campo dos basaltos calcálicos (Figura 35). O diagrama de Wood (1980) para classificação dos ambientes geotectônicos de basaltos de acordo com a composição química, indica tratar-se de um basalto de margem destrutiva.

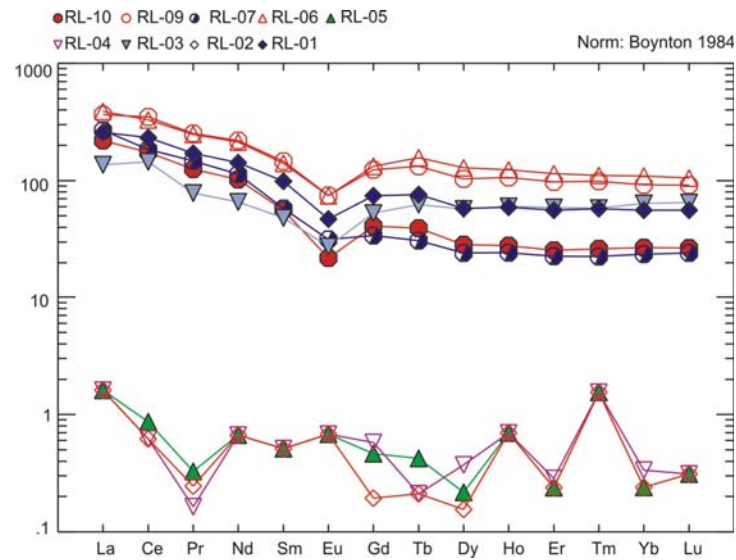


Figura 32: Gráfico ETR discriminando duas populações de rochas. FONTE: Boynton. (1984).

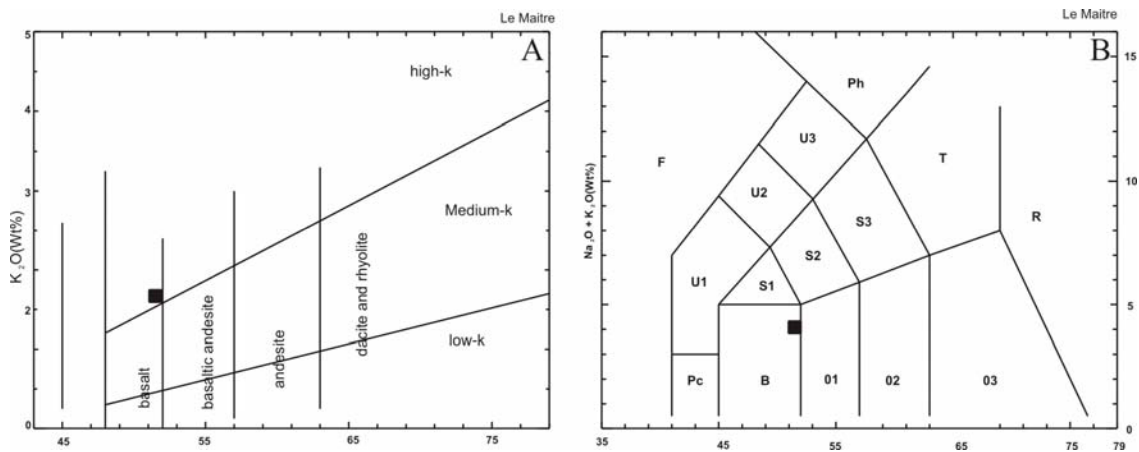


Figura 33: Gráficos para classificação de rochas ígneas vulcânicas em função da composição química. A) Basalto de alto K e B) Basalto. FONTE: Lemaitre, R. W. (1976)

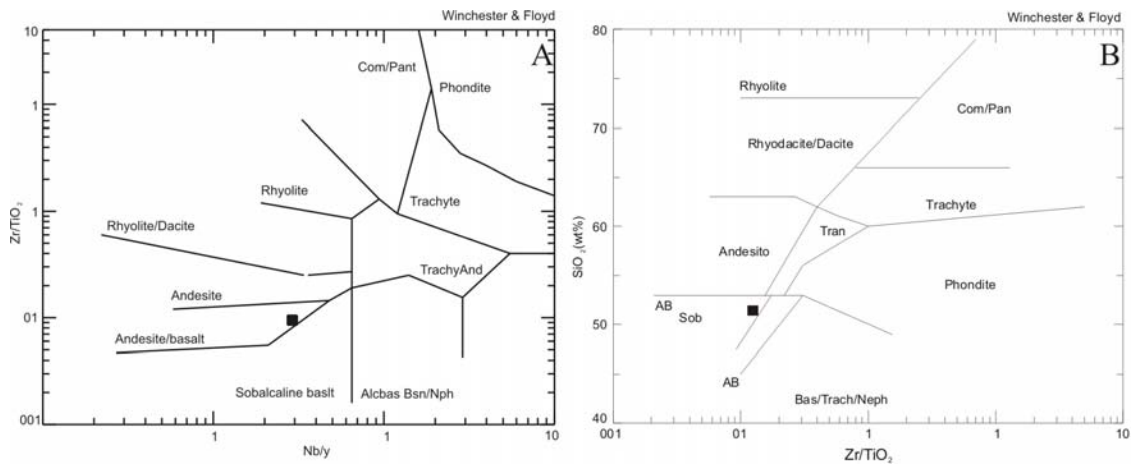


Figura 34: Gráficos para classificação de rochas ígneas vulcânicas em função da composição química. A) Andesito/basalto e B) Basalto sub-alcálico. FONTE: Winchester & Floyd, (1977)

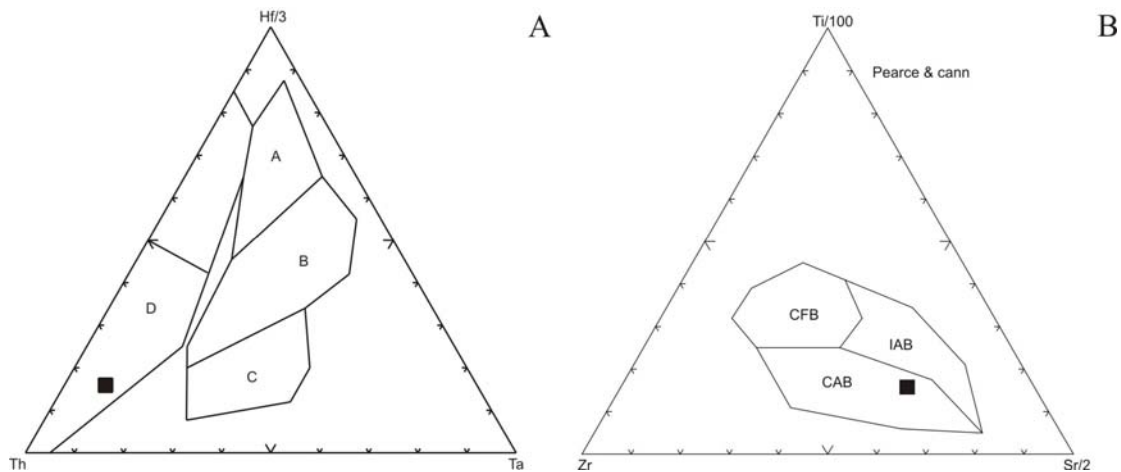


Figura 35: Diagrama triangular da classificação de basaltos em função de suas composições químicas. FONTE: Pearce & Cann, (1973).

7.2.2 As paragêneses metamórficas e os fácies metamórficos

As rochas pelíticas analisadas são compostas exclusivamente, por pirofilita, illita/moscovita e material opaco (hematita). Notável é a ausência, em todas as amostras analisadas, de quartzo e de argilo-minerais como montmorilonita e caulinita. Estas assembléias de minerais metamórficos, formada exclusivamente por pirofilita e por pirofilita ± illita/moscovita, são compatíveis com a composição química dos protólitos pelíticos, rica em Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O e em H_2O .

O diagrama da figura 36 representa as possíveis fases minerais participantes do sistema Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O , aplicável para rochas de composição pelítica. São oito fases sólidas (caulinita, pirofilita, andaluzita, cianita, sillimanita, diásporo, coríndon e quartzo) e uma fluída (H_2O) que podem permanecer estáveis, tanto em rochas sedimentares como em rochas metamórficas formadas sob diversas condições de pressão e temperatura.

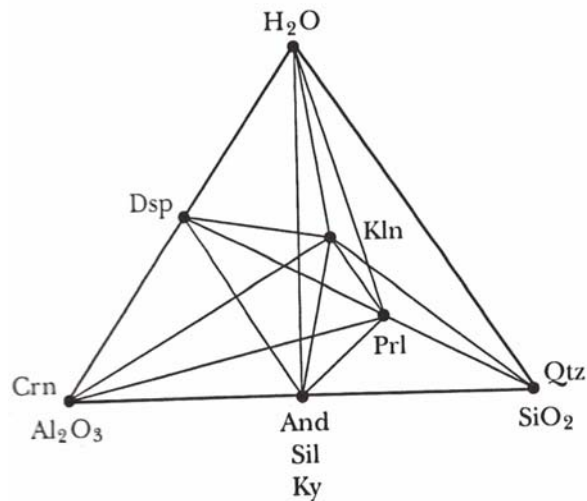


Figura 36: Quimiografia das fases do sistema Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O . FONTE: Candia *et al* (2003).

Os diagramas da figura 37 e 38 representam os campos de estabilidade para as fases do sistema Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O sob condições de baixa pressão e temperatura variável e as respectivas reações químicas entre as fases.

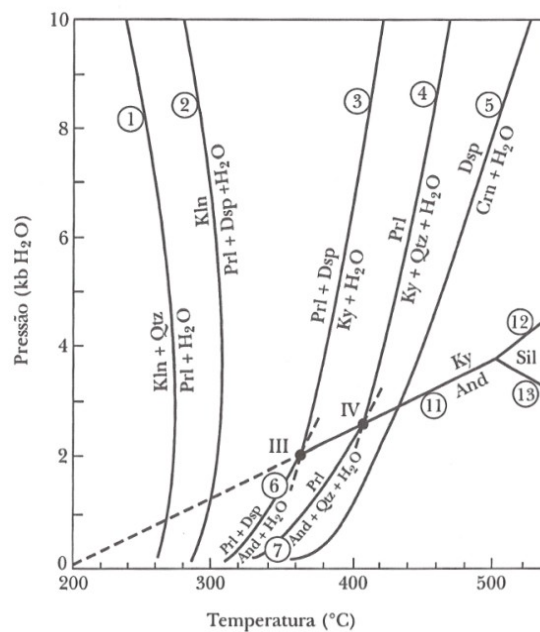


Figura 37: Diagrama P-T para o sistema Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O – diagrama simplificado de Hemley *et al.* (1980). Campos de pressões mais baixas (curvas 1 a 7 e 11 a 13). III e IV indicam pontos invariantes.

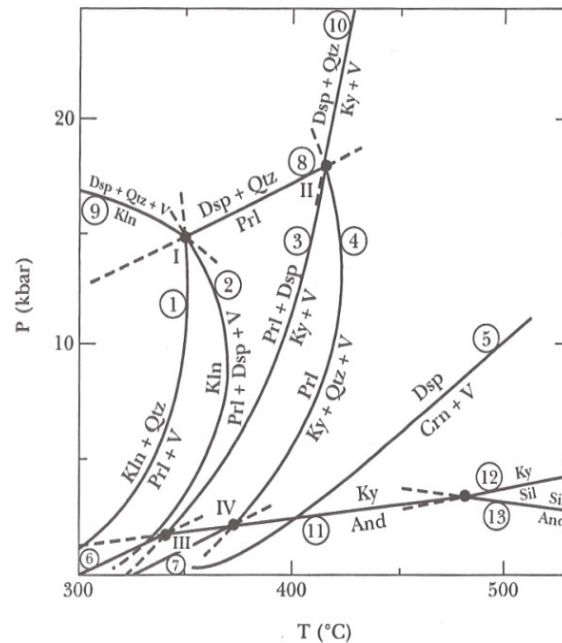


Figura 38: Diagrama P-T para o sistema $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ – diagrama simplificado de Chatterjee *et al.* (1984). Campos de pressões mais baixas (curvas 1 a 13). I, II, III e IV indicam pontos invariantes.

A presença da pirofilita, considerada por Winkler (1977) como um mineral metamórfico típico e diagnóstico do grau incipiente de metamorfismo, aliada à ausência de caulinita e de quartzo, minerais bastante comuns em rochas sedimentares pelíticas, indica que a reação caulinita + quartzo = pirofilita + água foi realizada. Esta reação marca o início do limite inferior de estabilidade da pirofilita que, segundo Thompson (1970), situa-se entre 1 Kb e $325 \pm 20^\circ\text{C}$ e 4 Kb e $375 \pm 15^\circ\text{C}$. Quando esta reação ocorre com a presença de feldspato alcalino ou albita, formam-se também, illita/moscovita ou paragonita, respectivamente. A ausência de andaluzita ou de cianita indica que o limite superior do campo de estabilidade da pirofilita, que, segundo Kerrick (1968), situa-se entre 1,0 Kb e $400 \pm 15^\circ\text{C}$ e 3,9 Kb e $430 \pm 15^\circ\text{C}$, não foi atingido.

As rochas básicas (metabasaltos) analisadas são compostas, além dos minerais pré-metamórficos como plagioclásio, clinopiroxênio (augita) e opacos, por minerais neo-formados

como actinolita, epidoto, clorita, calcita e pumpellyíta. A paragênese metamórfica formada por pumpellyíta + actinolita + clorita é diagnóstica da zona pumpellyíta-actinolita-clorita de Winkler (1977). O diagrama mostrado pela figura 39 apresenta os campos de estabilidade das fases minerais, em rochas básicas, sob diferentes pressões e temperaturas e as respectivas reações entre estas fases minerais. Observa-se neste diagrama que a paragênese pumpellyíta + actinolita é resultado da reação prehnita + clorita + quartzo = pumpellyíta + actinolita que tem seu início no ponto invariante, próximo a 2 Kb e 345± 20°C. A presença da actinolita em rochas metabásicas, segundo Miyashiro (1973), ocorre a partir da parte superior do fácies prehnita-pumpellyíta e perdura por todo o fácies xisto verde.

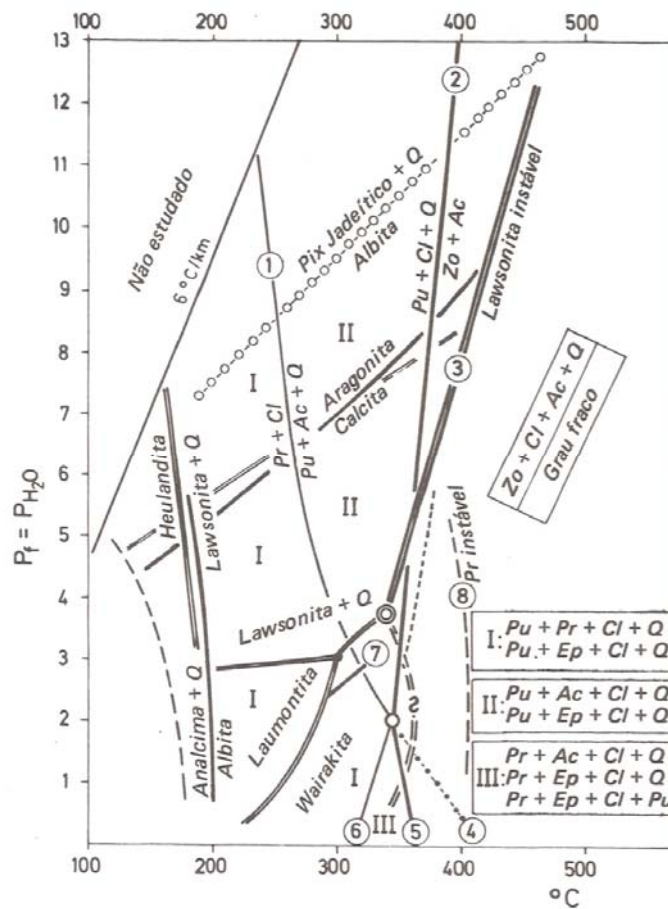


Figura 39: Campos de estabilidade das fases minerais para rochas básicas em diferentes P e T e suas respectivas reações entre as fases minerais, segundo Winkler (1977).

A partir da integração entre as paragêneses metamórficas observadas nas rochas pelíticas e nas rochas básicas é possível determinar o grau e o fácies metamórfico atuantes durante a geração das rochas metamórficas ocorrentes na Serra Tepequém. Segundo Winkler (1977), estas paragêneses caracterizam a fácies prehnita-pumpellyíta do grau incipiente de metamorfismo. Segundo Yardley (1989), estas paragêneses caracterizam a zona de alta temperatura do fácies prehnita-pumpellyíta pertencente ao grau muito baixo de metamorfismo. O intervalo de pressão e de temperatura atuantes durante a formação das ardósias e metabasaltos da Serra Tepequém situaram-se entre os limites definidos pelo aparecimento da actinolita em 2Kb e $345 \pm 20^\circ\text{C}$ e pelo desaparecimento da pirofilita, em 3,9 Kb e $430 \pm 15^\circ\text{C}$.

7.3 Integração regional das rochas metamórficas

Durante a etapa preliminar de estudos da área foram realizados dois perfis geológicos regionais que visaram o reconhecimento da distribuição espacial das rochas metamórficas e a identificação de uma possível variação do fácies metamórfico. Um perfil foi transversal à direção do eixo da megassinclinal que constitui a Serra Tepequém, que é $N70^\circ\text{E}$ e o outro, paralelo. O perfil transversal teve início na Serra Tepequém e seguiu rumo $S20^\circ\text{E}$ por cerca de 90 km até as proximidades de Boa Vista. O perfil paralelo à direção do eixo da dobra também teve início na Serra Tepequém e se encerrou na Serra Lilás, próximo à fronteira com a Guiana, distante cerca de 200 km segundo o rumo $N70^\circ\text{E}$.

No perfil transversal (Figura 40) foi identificada, na Serra Tepequém, uma seqüência metavulcanossedimentar de muito baixo grau (fácies prehnita-pumpellyita). Esta seqüência, composta por metaconglomerados, metaquartzarenitos, metapelitos (ardósias) e metalitarenitos que ocorrem intercalados com as rochas metavulcânicas do topo do Grupo Surumu sem ocorrência de discordâncias angular ou erosiva. Os termos ácidos como os riolitos e dacitos

apresentam uma discreta foliação secundária definida por lamelas de sericita alinhadas e recristalização dinâmica de baixa temperatura como bandas de deformação em cristais de quartzo, formação de sub-grãos de quartzo e quebramento de cristais de feldspato. Os termos básicos, metabasaltos identificados neste trabalho, apresentam paragêneses metamórficas de muito baixo grau. Uma ocorrência deste metabasalto encontra-se aproximadamente na cota 500 metros da encosta da Serra Tepequém. Outra ocorre na base da Serra Lilás, cerca de 150 quilômetros de distância no rumo NE. Cerca de 10 quilômetros, a partir da Serra Tepequém, ocorrem rochas graníticas da Suíte Intrusiva Saracura e da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, cujas exposições perduram até o quilômetro 15, quando surgem as rochas da seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Cauarane. Inicialmente, ocorrem filitos (metagrauvas), quartzitos e moscovita-quartzo xistos de baixo grau metamórfico, do fácies xisto verde (zona da clorita/zona da biotita). Aparentemente entremeados às rochas do Grupo Cauarane, ocorrem metagranitóides de baixo grau (metaquartzodioritos e metahornblendagranodioritos) da Suíte Metamórfica Urariqüera e pequenas ocorrências isoladas de hornblenditos da Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá. Próximo à Vila Brasil, nas cercanias do quilômetro 40 do perfil, afloram rochas do Grupo Cauarane. São rochas metabásicas (clorita-tremolita xisto e plagioclásio-epidoto-hornblenda xisto) de grau médio e do fácies epidoto-anfibolito com foliação segundo a direção N 70° E; 80 NW. No quilômetro 60, junto a Serra Cauarane, ocorrem xistos pelíticos (moscovita-biotita-microclínio xistos) e rochas metabásicas (hornblenda xistos e anfibolitos). A presença de feldspato alcalino em pelitos associada aos anfibolitos marca a passagem do grau médio para o alto grau metamórfico, no fácies anfibolito.

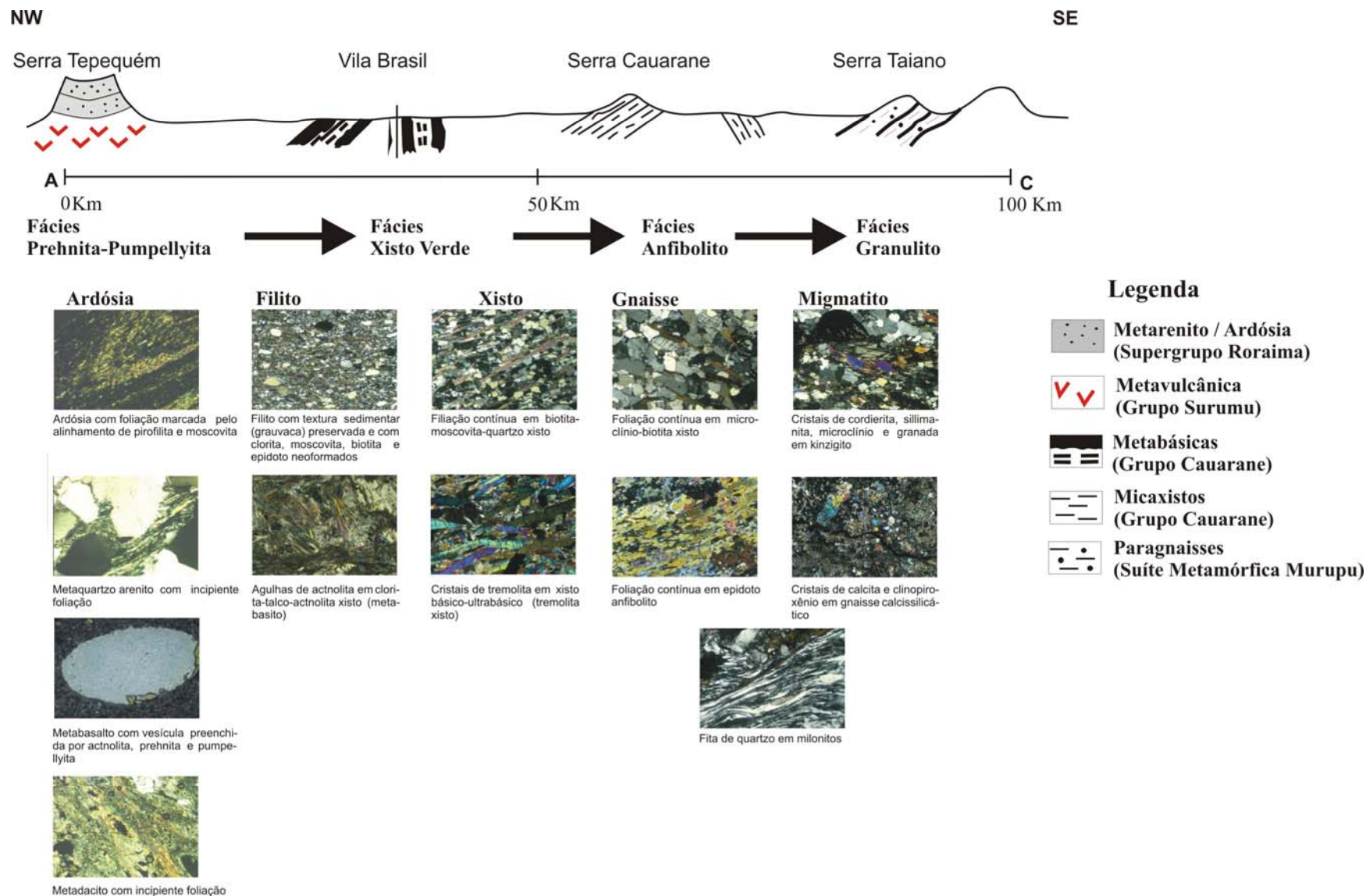


Figura 40. Seção geológica transversal ao cinturão Guiana Central mostrando o zoneamento metamórfico progressivo.

A partir do quilômetro 75, próximo a Serra Taiano, as rochas de alto grau metamórfico predominam amplamente e perduram até as proximidades de Boa Vista onde se destacam as serras Murupu e Truaru e Serra da Moça. São paragnaisses kinzigíticos (biotita-microclínio-granada-cordierita-sillimanita gnaiss, biotita-microclínio-granada-cordierita-cianita gnaiss) e calcissilicáticos (quartzo-titanita-plagioclásio-diopsídio-calcita gnaiss) contendo lentes ou níveis de quartzitos e porções de mobilizados quartzo-feldspáticos (migmatitos) que formam bolsões e veios discordantes ao bandamento dos gnaisses. Também foi identificado um incremento na intensidade da deformação tectônica à medida que aumenta o grau metamórfico. Na porção onde predominam as rochas do fácies prehnita-pumpellyita, as dobras são abertas e identifica-se apenas uma fase de dobramentos. Nos terrenos de baixo a médio grau, fácies xisto-verde a anfíbolito, as dobras são mais apertadas com os flancos praticamente isoclinais e com indícios de interferência de fases de dobramentos como, por exemplo, xistosidade crenulada. Já nos terrenos de alto grau, as dobras são de difícil identificação e geralmente observa-se um bandamento gnáissico com variação composicional.

No perfil paralelo à direção do “trend” regional (Figura 41) praticamente não ocorrem variações litológicas e no grau e fácies metamórficos. Foram identificadas apenas rochas da cobertura metavulcanossedimentar, granitóides da Suíte Intrusiva Saracura e rochas sedimentares terciárias da Formação Boa Vista. Na base da Serra Tepequém ocorre um nível de metabasalto com paragênese metamórfica indicativa da fácies prehnita-pumpellyita (pumpellyita + actinolita ± clorita ± epidoto ± albita) muito semelhante ao encontrado no sopé da Serra Lilás, distante cerca de 150 km segundo o rumo N 70° E. O padrão de deformação também é muito semelhante, pois em ambas as serras ocorrem dobras paralelas, embora apresentem estilos diferentes: na Serra Tepequém são paralelas concêntricas e na serra Lilás, paralelas em “chevron”.

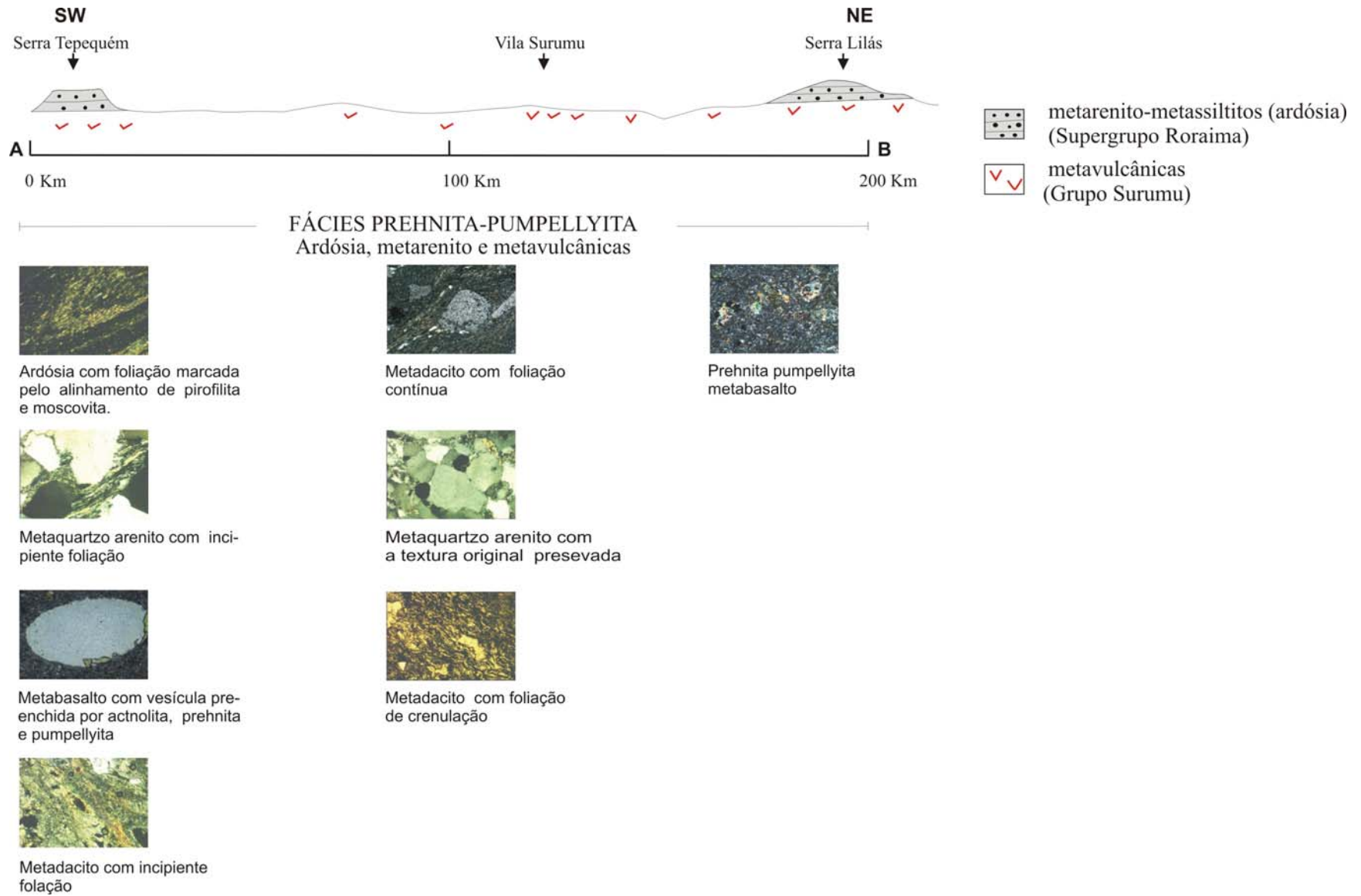


Figura 41. Seção geológica longitudinal ao cinturão Guiana Central.

Estes perfis sugerem um padrão de distribuição progressivo dos fácies metamórficos com o aumento do grau ou polaridade em direção ao eixo do Cinturão Guiana Central, onde o fácies granulito e rochas migmatíticas predominam amplamente. O aumento progressivo do grau metamórfico, que varia do fácies prehnita-pumpellyita até o fácies granulito, em cerca de 70 km segundo uma secção transversal à direção do Cinturão Guiana Central, sugere que esta unidade geotectônica trata-se de um cinturão orogênico. O Cinturão Guiana Central separa o bloco Caroni (Hasui et al, 1984), ou domínio Parima (Santos, et al, 2000) ou núcleo Pacaraima (Brito Neves, 1999) situado ao Norte do bloco Maecuru, ou domínio Uaimiri ou núcleo Xingu, respectivamente, situado ao Sul. É marcado, fisiograficamente, pela ocorrência de uma cadeia de montanhas alinhadas, segundo a direção N 70° E, que separa o Brasil da Venezuela e onde se destaca o Pico da Neblina.

8. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho permitiu as seguintes conclusões e considerações:

a) A Serra Tepequém constitui uma megassinclinal aberta e alçada, com altitude de aproximadamente 1000 metros, eixo sub-horizontal segundo N 70° E, coincidente com a direção do Cinturão Guiana Central;

b) Segundo o plano axial das dobras ocorre uma foliação do tipo clivagem ardosiana. Outros elementos estruturais gerados por regime tectônico compressivo como seixos achatados, manchas elípticas, foliação de crenulação e dobras parasíticas também são observados;

c) As rochas pelíticas e básicas que ocorrem intercaladas com quartzos arenitos e conglomerados na sucessão metavulcanossedimentar, por serem mais reativas, apresentam modificações na composição mineral enquanto aqueles (quartzos arenitos e conglomerados) permanecem praticamente inalterados;

d) As rochas pelíticas são compostas exclusivamente por pirofilita e illita/moscovita, não preservando os argilo-minerais comuns em rochas sedimentares de granulação fina como caulinita e esmectita;

e) As rochas básicas (metabasalto) são compostas, além dos minerais originais como plagioclásio e piroxênio, por minerais neoformados como actinolita, epidoto, calcita, clorita e pumpellyíta;

f) A associação da paragênese de minerais metamórficos das rochas pelíticas com a das rochas básicas permite a determinação do fácies metamórfico do local que é o fácies prehnita-pumpellyíta, zona de alta temperatura do grau muito baixo ou incipiente;

g) O intervalo de pressão e temperatura atuantes durante a formação das ardósias e metabasaltos situam-se possivelmente entre 2 Kb e $345 \pm 20^\circ \text{C}$ e 3,9 Kb e $430 \pm 15^\circ \text{C}$;

h) Estas paragêneses metamórficas, associadas com a “fabric” ou textura foliada (clivagem ardosiana) gerada por regime tectônico compressivo, caracterizam o metamorfismo regional dinamotermal, geralmente relacionado a cadeias de montanhas (Yardley, 1989) ou faixas orogênicas (Winkler, 1977);

i) A identificação de paragêneses de minerais metamórficos e de texturas geradas por regime tectônico compressivo em rochas do Supergrupo Roraima, sugere a ocorrência de um evento metamórfico regional mais jovem que esta cobertura (pós-Transamazônica) cuja idade máxima de cristalização das rochas vulcânicas é de 1,962 Ga. Recentes dados geocronológicos (Santos *et al*, 2006) sugerem uma idade Mesoproterozóica (entre 1,49 e 1,147 Ga) para o metamorfismo;

j) As ardósias e metavulcânicas fazem parte de uma seqüência de rochas metamórficas supracrustais que apresenta um padrão de distribuição progressivo dos fácies metamórficos com polaridade em direção ao interior do Cinturão Guiana Central. Esta seqüência é formada por ardósias, metarenitos e metavulcânicas da Serra Tepequém; filitos, quartzitos e xistos máficos da Vila Brasil; mica xistos da Serra Cauarane e paragneisses kinzigíticos da Serra Murupu. A seqüência é entremeada, no terreno de baixo grau, por metagranitóides (metatonalitos e metadioritos) do Complexo Urariqüera; e no terreno de alto grau, pelos *augen*-gneisses e migmatitos da Suíte Metamórfica Rio Urubu;

k) O Cinturão Orogênico Guiana Central é resultado de um processo tectônico convergente que envolveu duas placas ou blocos crustais. Este processo gerou considerável deformação acompanhada por metamorfismo regional progressivo e formação da cadeia de montanhas que contém o Pico da Neblina;

1) São necessários novos modelos metalogenéticos para esta região. Modelos que levem em consideração o efeito de remobilizações metamórficas em um ambiente geotectônico de borda de placa convergente.

9. BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M. de; MARTIN, C.; FERREIRA, E. O.; FURQUE, G. 1978. *Tectonic map of South América 1:5.000.000: explanatory note*. Commission Geol. Map Word, UNESCO, Brasília, pp. 5-21.
- ALMEIDA, M. E.; FERREIRA, A. L.; PINHEIRO, S. da S. 2001. Principais associações graníticas do Oeste do estado de Roraima. In: SBG - Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 7, 2001, Belém. Sessão Workshop II, 4 p.
- AMARAL, G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. São Paulo: USP, 212 p., Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- BARBOSA, O.; ANDRADE RAMOS, J. R. de. 1959. Território de Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua Zona Setentrional. Rio de Janeiro, Boletim da Div. Geol. Min., p. 1- 49. (Boletim 196).
- BARRON, C. N. 1966. Notes on the stratigraphy of Central British Guiana. In: Conferência Geológica Interguianas, 6, 1966, Belém. *Anais...* Belém: DNPM, 1966. 121-126. (Avulso n. 41).
- BORGES, R. B.; D'ANTONA, R. de J. G. 1988. Geologia e mineralizações da Serra Tepequém – RR. In: SBG - Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, 1988. *Anais...* 1: 155-163.
- BOYNTON, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P.(ed), *Rare earth element geochemistry*, Elsevier Publ. p. 63-114.
- BOUMAN, Q. C. 1959. The Roraima Formation, northern of Território do Rio Branco. Belém. PETROBRÁS/RENOR, 17 p. (Relatório Interno 350-A).
- BRITO NEVES, B. B. de. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*. 29 (3):379-392
- BROWN, C. B.; SAWKINS, L. G. 1875. *Reports on the physical and economic Geology of British Guyana*. London, Logmass Green. 297 p.
- CANDIA, M. A. F.; GERGELY, A. J. L.; ELIANE, A. D. L. 2003 *Petrologia Metamórfica*. Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo.

- CHANNER, D. M. D.; ANDREI, E.; FELIX, K. 2001. Geology and structure of the Guaiamo Diamantiferous kimberlite Sheets, South-west Venezuela. In: *Geologia do diamante. Rev. Bras. de Geoc.*, 31 (4): 615-630
- CHATTERJEE, N. D.; JOHANNES, W. & LEISTNER, H. 1984. "The System CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: New Fase Equilibria Data, Some Calculated Fase Relation and their Petrological Application. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 88. p. 1-13.
- CLARKE, D. 1993. Newpet. free ware DOS version. University of Newfoundland.
- CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M. A. S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2, 1979, Arica. *Anais...* Arica (sn). 1979. p. 137-138.
- COSTA, J. A. V. 1999. Tectônica da região Nordeste do estado de Roraima. Inst. de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, Tese de Doutorado, 315 p.
- COSTA, M. L. da.; ALBUQUERQUE, C. A.; BARRIGA, V. M. F.; D'ANTONA, R. de J. G.; SIQUEIRA, N. V. M. 1999. Evidências de lateritos metamorfisados na Amazônia. In: Simpósio da Geologia da Amazônia, 6, Manaus. *Anais...* Manaus: SBG, 1999. p. 383-386.
- CPRM. 1999. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrals), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima.* Superintendência Regional de Manaus, 166 p. CD-Rom.
- CPRM. 1999. Programa Nacional de Prospecção de Ouro, Área RR-01 Urucaá-Roraima Escala: 1: 250.000 Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus.
- CPRM. 2002. Geologia e recursos minerais da Amazônia Brasileira, Região Cratônica. Sistema de Informações Geográficas –SIG. Mapa na escala 1: 1.750.000. CD-Rom.
- CPRM. 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília, CPRM. 673 p.
- DALTON, L. V. 1912. *Venezuela. The South American Series.* London, 320 p.

- FERNANDES FILHO, L. A. 1990. Estratigrafia da Serra do Tepequém. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, 1990. *Anais...* Natal, RN, SBG, v.1, p 199-210.
- FERNANDES FILHO, L. A.; NOGUEIRA, A. C. R. 2003. Fácies de um sistema fluvial-litorâneo proterozóico na Serra do Tepequém, Estado de Roraima. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, 2003, Manaus. *Anais...* Manaus: SBG, CD-ROM.
- FOLK, R.L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. Hemphills, Austin, Texas.
- FRAGA, L. M. B.; REIS, N. J.; ARAÚJO, R.V.; HADDAD, R. C. 1996. Suíte intrusiva Pedra Pintada - Um registro do Magmatismo Pós-colisional no Estado de Roraima. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 5, 1996, Belém. *Anais...* Belém: SBG, p. 76-78.
- FRAGA, L. M. B.; REIS, N. J.; PINHEIRO, S. da S. 1994. Serra Tepequém: uma estrutura relacionada à inversão da bacia Roraima, estado de Roraima. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, 1994, Camburiú. *Anais...* Camburiú: SBG, v. 2, p. 294-295.
- FREY, Martin. 1988. Discontinuous inverse metamorphic zonation, Glarus Alps, Switzerland: evidence from illite "crystallinity" data. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 68, 171-183.
- GHOSH, S. K. 1977. Geologia del Grupo Roraima em território federal Amazonas, Venezuela. In: Congresso Geológico Venezolano, 5, Caracas, 1977. *Memória...* Caracas, Ministerio de Minas y Hidrocarburos, p. 167-193.
- GIBBS, A.K. & BARRON, C.N. 1993. The Geology of the Guiana Shield. New York. Oxford University Press, 245p.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L.; SCHOBENHAUS, C. 1984. *Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico*. Simposium Amazônico, 2, Manaus, 1984. *Anais...* Manaus, DNPM/ MME, p. 129-147.
- HEMLEY, R.J.; MONTOYA, J.W.; SHAW, D.R. & LUCE, R.W. 1980. "Equilibria in the System Al₂O₃-SiO₂-H₂O and Some Implications for Alteration/Mineralization Processes. *Econ. Geol.*, v.75, p. 210-228

- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1981. An Outline of Structural Geology. John Wiley & sons, New York.
- HURLEY, P. M.; ALMEIDA, F. F. M. de; MELCHER, G. C.; CORDANI, V. G.; RAND, J. R.; KAWASHITA, K.; VANDAROS, P.; PINSON JUNIOR., W. H.; FAIRBAIUN, H. W. 1967. Teste f continental drift by comparison of radiometric ager: Science, 157: 495-500.
- KERRICK, M.D. 1990. The Al₂SiO₅ Polimorfs. Reviews in Mineralogy, 1990.Mineralogical Society of America. V.22.
- KISCH, H. J. 1991. Development of slaty cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review. In: Journal of the Metamorphic Geology, 9, p. 735-750.
- KISCH, H. J. 1991. Illite cristallinity: recommendatios on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. In: Journal of the Metamorphic Geology, 9, p. 665-670.
- KROONENBERG, S. B. 1982. A Grenvillian Granulite Belt in the Colomian Andes and its relation to the Guiana Shield- Geol. Mijnbouw 61:325-333.
- KUBLER, B., 1967 La cristallinité de l'illite et lês zones tout à fait supérieures du métamorphism. In: Etages Tectoniques - Colloque de Neuchâtel, 18-21 avril 1966, pp. 105-122. A la Baconnière, Neuchâtel (Suisse).
- LEMAITRE, R.W. 1976. Some problems of the chemical data into projection mineralogical classification. Contributions to Mineralogy and Petrology. V.55 p.181-189.
- LUZARDO, R. 2002. Metamorfismo da Serra Aracá. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43, 2002, João Pessoa. *Anais...* João Pessoa, SBG, 2002.
- LUZARDO, R., REIS, N. J. 2001. O Grupo Cauarane: uma breve revisão litoestratigráfica. In: SBG Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, 2001, *Atas...* Belém: SBG, v. 2, p. 43-45.
- LUZARDO, R.; MEXIAS, A. S.; MILLIOTTI, C. A. ; OLIVEIRA, M.A. 2004. O metamorfismo da Serra Tepequém. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, 2004, Araxá. *Anais...* Araxá: SBG.

- LUZARDO, R.; OLIVEIRA, M. A.; MILLIOTTI, C. A.; MONTEIRO, M. A.; FIGUEIREDO, C. 2003. Diamante, ouro e texturas metamórficas na Serra do Tepequém - RR. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, 2003, Manaus. *Anais...* Manaus: SBG, CD-ROM.
- MEYER, H. O. A.; MCCALLUM, M. E. 1993. Diamonds and their Sources in the Venezuelan Portion of the Guyana Shield. *Economic Geology*, 88 (5): 989-998.
- MIYASHIRO, A. 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. London, George Allen & Unwin. 492 p.
- MONTALVÃO, R. M. G. de; PITTHAN, J. H. L. 1974. Grupo Cauarane. In: Projeto RADAMBRASIL, Relatório interno 21-G, Belém, 7 p.
- PAIVA, G. de. 1939 . *O Alto Rio Branco*. Boletim do Serviço Geológico Mineral Brasileiro. Rio de Janeiro, n. 99, 44 p.
- PEARCE, J.A.; CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, V.19. p.290-300.
- PETTIJOHN, F.J. 1975 *Sedimentary Rocks*. Harper and Row, New York, 3rd Edition.
- PINHEIRO, S. da S.; NUNES, A. C. B.; COSTI, H. T.; YAMAGUTI, H. S.; FARACO, M. T. L.; REIS, N. J.; MENEZES, R. G.; RIKER, S. R.; WILDNER, W. Projeto Catrimani-Uraricoera: Relatório de Progresso. Manaus: DNPM/ CPRM, 1981. v. 2-B, p. 399-401.
- PINHEIRO, S. da S.; REIS, N. J.; COSTI, H. T. 1990. Geologia da região do Caburai, estado de Roraima. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, 1990. 1 v. il.
- RADAMBRASIL. *Folha NA.21 – Tumucumaque e parte da Folha NB.21*. Rio de Janeiro: DNPM, 1975. (Levantamento de Recursos Minerais, 9).
- RAMSAY, J. G.; HUBER, M. I. 1983. *The techniques of modern structural geology*. London, Academic Press. 307p
- REID, A. R. 1972. Stratigraphy of type area of the Roraima Group, Venezuela. In: Min. de Ener. Minas y Hidroc, Conferencia Geológica Interguianas, 9, Venezuela, 1972. *Memória...* p. 343-353. (Boletim de Geologia, Publ. Especial, n. 6).

- REIS N.J., YÁNEZ G. 2000. O Supergrupo Roraima ao longo da Faixa Fronteiriça entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén - Monte Roraima). In: REIS, N. J.; MONTEIRO, M. A. S. (ed.). Contribuição à Geologia da Amazônia, Manaus, SBG/ Núcleo Norte, 2: 115-147.
- REIS, N.J. & CARVALHO, A.S. 1996. As coberturas sedimentares mesoproterozóicas do Estado de Roraima; uma avaliação e discussão de seu modo de ocorrência. *Rev. Bras. Geoc.* 26 (4):217-226.
- ROBERTSON, S. 1999. Classification of metamorphic rocks. In: _____. *BGS Rock Classification Scheme*. British Geological Survey Research Report, v. 2, 26 p.
- SANTOS, J. O. S.; FARIA, M.S.; RIKER, S.R.; SOUZA, M.M.; HARTMANN, L. A.; ALMEIDA, M. E.; McNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I.R. 2006. A faixa colisional K'mudku no norte do Cráton Amazonas: reflexo intracontinental do orógeno Sunsás na margem ocidental do cráton. In: IX Simpósio de Geologia da Amazônia. CD-ROM.
- 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.; POTTER, P. E.; REIS, N. R.; HARTMANN, L. A., FLETCHER, I. R.; McNAUGHTON, N. J. 2003. Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 115 (3): 331-348.
- SANTOS, J. O. S.; REIS, N. R.; HARTMANN, L. A.; PINHEIRO, S. S.; McNAUGHTON, N. J. 2003. Paleoproterozoic evolution of northwestern Roraima state – absence of Archean crust, based on U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, Brazil. (in press).
- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; LORK, A.; BAUMANN, A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no Norte do Craton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, Camburiú, *Anais...* v. 2, p. 395-397.
- SENA COSTA, J. B.; REIS, N. J.; PINHEIRO, S. da S.; PESSOA, M. R. 1991. Organização litoestrutural do Mesoproterozóico do extremo norte do estado de Roraima. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, 1991, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1991. p 179-192.

- SENGÖR, A. M. C. 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a tethyan perspective. *Earth Science Review*, 27 (1-2): 1-201.
- SHAW, M.D. 1956. Geochemistry of plutonic rocks. Part III: major elements and general geochemistry. *Geological Society of America Bulletin*. V.67 p.919-934.
- SPRY, A. 1976. *Metamorphic textures*. Oxford, Pergamon Press, 1976. 350 p.
- TASSINARI, C. G. C.; MACAMBIRA, M. J. B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, 22 (3): 174-182.
- TURNER, F. J. 1968. *Metamorphic petrology: mineralogical and field aspects*. New York, McGraw-Hill Book Company, 1968.
- VAN DE PUTTE, H. W. 1972. Contribution to the stratigraphy and structure of the Roraima Formation, state of Bolivar, Venezuela. In *Memoria de la Novena Conferencia Geologica Inter-Guianas*, 1972, Ciudad Guayana. p. 372-394
- VERNON, R. H. 1976. *Metamorphic process: reactions and microstructure development*. London, George Allen & Unwin. 247p.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*. V. 20 p.325-343.
- WINKLER, H. G. F. 1967 ou 1976. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York, Springer-Verlag.
- WOOD, D.A. 1980. The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*. V.50 p.181-189.
- YARDLEY, B. W. D. *An introduction to metamorphic petrology*. New York, Longman Scientific & Technical, 1989, 246 p.