



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E
GEOQUÍMICA**

TESE DE DOUTORADO

**FÁCIES DEPOSICIONAIS, ESTRATIGRAFIA E ASPECTOS
ESTRUTURAIS DA COBERTURA SEDIMENTAR
PALEOPROTEROZÓICA NA SERRA DO TEPEQUÉM,
ESCUDO DAS GUIANAS, ESTADO DE RORAIMA**

Tese apresentada por:

LUCINDO ANTUNES FERNANDES FILHO

Orientador: Prof. Dr. Werner Truckenbrodt (UFPA)

**BELÉM
2010**



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**FÁCIES DEPOSICIONAIS, ESTRATIGRAFIA E ASPECTOS
ESTRUTURAIS DA COBERTURA SEDIMENTAR
PALEOPROTEROZOICA NA SERRA DO TEPEQUÉM,
ESCUDO DAS GUIANAS, ESTADO DE RORAIMA**

TESE APRESENTADA POR

LUCINDO ANTUNES FERNANDES FILHO

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área
de GEOLOGIA**

Data da Aprovação: 09/12/2010

Banca Examinadora:

Prof. Dr. WERNER TRUCKENBRODT
(Orientador-UFPA)

Dra. LEDA MARIA BARRETO FRAGA
(Membro – CPRM/RJ)

Prof. Dr. ANDRÉ LUIZ FERRARI
(Membro – UFF)

Prof. Dr. PEDRO WALFIR MARTINS E SOUZA FILHO
(Membro – UFPA)

Prof. Dr. ANTÔNIO EMÍDIO DE A. SANTOS JÚNIOR
(Membro – UFPA)

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

F363f Fernandes Filho, Lucindo Antunes

Fácies deposicionais, estratigrafia e aspectos estruturais da cobertura sedimentar paleoproterozoica na serra do Tepequém, Escudo das Guianas, Estado de Roraima / Lucindo Antunes Fernandes Filho; Orientador: Werner Truckenbrodt – 2010
xix, 96 f.: il.

Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 2010.

1. fácies sedimentares. 2. Paleoproterozoico. 3. Análise estrutural. 4. Grupo Arai. 5. Escudo das Guianas. I. Universidade Federal do Pará II. Truckenbrodt, Werner, *orient.* III. Título.

CDD 20º ed.:552.5098114

Dedico este trabalho a minha família,
Neila, Lucindo Neto e Aline
por fortalecer-me
com a energia do amor e carinho.

Dedico também aos meus pais
Lucindo e Maria Helena,
àqueles que me ensinaram a caminhada
da vida desde os primeiros passos.
(*in memoriam*)

“Que Deus Abençoe a Todos Aqueles
que nele habitam”

AGRADECIMENTOS

Este trabalho não teria sido desenvolvido sem ajuda de muitos, especial agradeço a:

A Universidade Federal do Amazonas (UFAM) através do Departamento de Geociências (DEGEO) pela liberação do meu afastamento para a realização da Pós-Graduação.

A Universidade Federal do Pará (UFPA) por toda infraestrutura disponibilizada através do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG).

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão do benefício financeiro referente ao processo N°. 473483/2004-1 vinculado ao projeto intitulado “FÁCIES DEPOSICIONAIS, ESTRATIGRAFIA E ASPECTOS ESTRUTURAIS DA SERRA DO TEPEQUÉM, PROTEROZÓICO DO ESCUDO DAS GUIANAS, ESTADO DE RORAIMA”, concedido em nome de Prof. Dr. Werner Truckenbrodt.

A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) - Serviço Geológico do Brasil / Superintendência Regional de Manaus pelo apoio logístico nas etapas de campo.

Ao Serviço de Proteção da Amazônia (SIPAM) – Centro Regional de Manaus (CR/MN) pela cessão das imagens tipo SAR.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo durante a execução deste trabalho.

Ao meu orientador e amigo Prof. Dr. Werner Truckenbrodt pelas críticas e sugestões extremamente relevantes para a conclusão deste trabalho, pelo vasto conhecimento transmitido a mim, bem como, pelos muitos e maravilhosos momentos de descontração vividos durante esses anos.

Ao professor e amigo-irmão, Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira pelo contínuo incentivo desde o início do doutorado, e pelas importantes e decisivas discussões durante o desenvolvimento dessa pesquisa, bem como, pela amizade e os vários momentos de gargalhadas ao longo desses anos.

Ao professor e amigo Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro pela participação na banca de qualificação, pelas discussões e críticas ao trabalho na área de geologia estrutural e pela disponibilidade de participar em uma etapa de campo.

Aos Profs. Drs. Pedro Walfir Martins de Souza Filho (UFPA) e Virgínio Henrique Neumann (UFPE) pela participação na banca de qualificação e pelas discussões e sugestões apresentadas.

Ao amigo MSc. Geólogo José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior pelo imprescindível apoio em várias etapas desse trabalho.

Ao MSc. Geólogo Nelson Joaquim Reis pelas discussões de campo na região do Uiramutã.

Ao Sr. Luís Rodrigues Ferreira pela eficiência e responsabilidade na condução dos veículos pelos acidentados caminhos de Roraima, bem como, pela eficaz ajuda e amigável companhia nos trabalhos de campo.

A todos integrantes e amigos do Grupo de Análise de Bacias (GSED) pela amistosa convivência, pelos incentivos constantes, pelas salutares discussões técnicas/acadêmicas, bem como, pelos hilariantes confrontos Amazonas x Pará sobre diversos assuntos.

A minha família Neila Fernandes (esposa), Lucindo Fernandes Neto (filho), Aline Fernandes (filha) e Altina dos Santos (sogra) pelo apoio e incentivos constantes ao meu trabalho, e por permitirem e suportarem a minha ausência durante esse tempo de idas e vindas entre Manaus, Belém e Tepequém. Vocês são a fonte de energia que movimentou este trabalho.

Aos meus pais Lucindo Antunes Fernandes e Maria Helena de Azevedo Fernandes pela incansável e incessante dedicação na minha formação educacional/profissional/social, bem como, na de meus irmãos, filhos e sobrinhos, até o fim dos seus dias.

A todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

E por fim, mas não menos importante.

Agradeço a Deus, Àquele que nos concedeu a Graça da existência e do raciocínio.

RESUMO

No norte da América do Sul, ocorre a maior exposição contínua de depósitos sedimentares paleoproterozóicos relacionados ao Supergrupo Roraima, formando o Bloco Pacaraima com 73.000 km². Esta sucessão siliciclástica de mais de 2 km de espessura está inserida no Escudo das Guianas, borda norte do Cráton Amazônico, estendendo-se na região fronteira entre Brasil, Venezuela, Guiana e Suriname. Adjacentes ao Bloco Pacaraima ocorrem serras isoladas com sucessões siliciclásticas pouco conhecidas do ponto vista faciológico e estratigráfico, o que não permite uma melhor correlação com o Supergrupo Roraima e, conseqüentemente, impede a reconstituição paleoambiental e paleogeográfica do Paleoproterozóico nesta parte da Amazônia. Estudos estratigráficos e faciológicos em afloramentos na Serra do Tepequém e região do Uiramutã, Estado de Roraima, norte do Brasil, permitiram redefinir e redescrever a unidade inferior do Supergrupo Roraima como Grupo Arai. O Grupo Arai de aproximadamente 400 m de espessura sobrepõe rochas vulcânicas ácidas do Grupo Surumu, é recoberto pelo Grupo Suapi e foi subdividido em duas formações. A formação inferior, semelhante nas duas áreas, consiste em conglomerados polimíticos, arenitos com estratificação cruzada e micropelitos de hematita e pelitos subordinados, interpretados como depósitos de rios entrelaçados. Por outro lado, a formação superior na região de Uiramutã é composta por arenitos finos silticos com estratificação cruzada acanalada e laminação convoluta depositada na porção mais distal de rios entrelaçados. Esta unidade na Serra do Tepequém consiste de arenitos finos a médios com estratificação cruzada com filmes de argila, ritmitos arenito/pelito e subordinadamente conglomerados e brechas, interpretados como depósitos costeiros influenciados por maré. O topo do Grupo Arai é marcado por uma expressiva discordância erosiva recoberta por conglomerados e arenitos seixosos portadores de diamante da unidade basal do Grupo Suapi, interpretados como depósitos de rios entrelaçados. Este estudo confirma a interpretação prévia de um extenso sistema fluvial entrelaçado migrando para sudoeste na porção central do Escudo das Guianas e inclui a influência de processos de maré na sua porção distal (Serra do Tepequém). O estudo estratigráfico e estrutural na Serra do Tepequém forneceu uma base mais segura para a correlação regional dos depósitos Roraima no Escudo das Guianas e aponta para a presença de uma extensa bacia intracratônica com conexão marinha no Paleoproterozóico. A análise estrutural das rochas da Serra do Tepequém revelou que o acamamento exibe arranjos com mergulhos preferencialmente para SE e NW, individualizados em domínios limitados por zonas de falhas oblíquas sinistrais com rejeitos normais e inversos, com direção NE-SW. Dobras forçadas quilométricas do tipo *kink bands* e

chevrons são compatíveis com um ambiente de deformação de nível crustal raso a médio. Este modelo diverge das propostas regionais prévias para a região que consideram as dobras existentes como produtos de ambiente dúctil sob tectônica colisional. Os resultados evidenciam a importância da presença de estruturas antigas do embasamento do Escudo das Guianas, reativadas provavelmente durante o evento K'Mudku (~1.2 Ga).

Palavras-chave: Fácies sedimentares. Paleoproterozóico. Análise estrutural. Grupo Arai. Escudo das Guianas.

ABSTRACT

In the northern South America, occurs the largest continuous exposure of Paleoproterozoic sedimentary deposits related to the Roraima Supergroup, forming the Pacaraima Block with 73,000 km². This siliciclastic succession of more than 2 km thick is inserted in the Guyana Shield, northern Amazon Craton, extending from in the border of Brazil, Venezuela, Guyana and Suriname. Near of the Pacaraima Block occur isolated mountains with little-known siliciclastic successions of the facilogic and stratigraphic point view, which does not allow a better correlation with the Roraima Supergroup and, consequently, hinders the paleogeographic and paleoenvironmental reconstitution of the Paleoproterozoic in this part of Amazonia. Outcrop-based stratigraphic and facies studies in the Serra do Tepequém and Uiramutã region, State of Roraima, northern Brazil, allowed redefined and redescribed the lower unit of Roraima Supergroup as Arai Group. The Arai Group of approximately 400 m thick overlies acid volcanic rocks of the Surumu Group, is covered by siliciclastic deposits of the Suapi Group and has been subdivided into two formations. The lower one, similar in both areas, generally consists of polymictic conglomerates, cross-bedded sandstones with microplacers of hematite, and subordinate mudstones interpreted as braided stream deposits. In contrast, the upper formation, in the Uiramutã region, is composed of silty fine-grained sandstones with medium-scale trough cross bedding and convolute lamination deposited in a more distal braided stream environment. This unit, in the Serra do Tepequém region, consists of fine to medium-grained cross-bedded sandstones with mudstones, sandstone/mudstone rhythmites and subordinate conglomerates and breccias interpreted as coastal, tide-influenced deposits. The top of the Arai Group is marked by an expressive unconformity covered with diamond-bearing conglomerates and pebbly sandstones of the basal Suapi Group, interpreted as braided stream deposits. This study confirms the previous interpretation of a big braided stream system migrating to southwest in the central part of the Guyana Shield. In addition it could be shown that the fluvial system in its distal part (Serra do Tepequém) was influenced by tidal processes. The stratigraphy of the Arai Group has established the basis for a regional correlation included deposits of isolated occurrences in the Guyana Shield and points to the presence of a large intracratonic Paleoproterozoic basin connected to the open sea. The structural framework of Serra do Tepequém indicates that major sinistral oblique, normal and reverse NE-SW fault zones bound domains whose bedding dips mainly towards SE and NW. Regional scale forced folds are represented by kilometer scale kink bands and chevron folds compatible with upper-to-middle crustal level. These findings differ from previous regional models based on folding under ductile conditions related to collisional tectonics and evidence

the importance of Guiana Shield early basement structures, reactivated probably during the K'Mudku event (~ 1.2 Ga).

Keywords: Sedimentary facies. Paleoproterozoic. Structural analysis. Arai Group. Guiana Shield.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1. Mapa geológico simplificado da região norte do Estado de Roraima com indicação das áreas estudadas. (modificado de Bizzi <i>et al.</i> 2002).	3
Figure 4.1. Simplified geologic map of northern Roraima and localization of the Serra do Tepequém and Uiramutã region.	12
Figure 4.2. Summary of the stratigraphic proposals for the Roraima Supergroup. The names of correlated units, studied in this work, are written in bold and italic characters.	14
Figure 4.3. Stratigraphical correlation between the formations of the Arai Group in the Serra do Tepequém and Uiramutã region.	16
Figure 4.4. Morphological aspect (A) and geological map (B) of the Serra do Tepequém.	17
Figure 4.5. Profiles of the Arai Group in the Serra do Tepequém. Locations: A) Funil waterfall, B) Tilin, artificial channel of the Cabo Sobral Creek C) Paiva Creek and D) Top of the Serra do Funil.	18
Figure 4.6. Facies from the Igarapé Paiva Formation. A) Imbricated polymictic conglomerate interbedded with pebbly sandstone showing incipient even-parallel stratification. B) Detail of polymictic orthoconglomerate. C) Trough cross-bedded medium-grained pebbly sandstone, foresets outlined by hematite. D) Even-parallel stratified sandstone. E) Convolute lamina of hematite. F) Laminated mudstone rich in hematite.	20
Figure 4.7. Facies from the Serra do Funil Formation: A) Mudstone/sandstone rhythmites interbedded with cross stratified sandstone whose foresets are covered with mud lamina. B) Scoured cross-bedded tidal channel sandstone overlain by tidal flat rhythmites. C) Mud cracks filled with fine-grained sandstone. D) Mud couplets covering foresets in tidal channel sandstone.	22
Figure 4.8. Facies from Formation A. A) Massive bedded polymictic conglomerate. B) Even-parallel stratified fine to medium-grained sandstone. C) Trough cross-bedded sandstone with abundant hematite grains. D) Ripple-bedded sandstone with hematite outlining bedforms.	24
Figure 4.9. Profile of the lower part of Formation B in the Uiramutã region. The part of 70 m is badly exposed. A) Fine-grained sandstone with stone lines (sandstone clasts) separating sets. B) Trough cross-bedded sandstone showing alternate coarse and fine-grained foreset lamina. See legend in Figure 4.5.	26
Figura 5.1: A) Domínios estruturais do Estado de Roraima, e B) mapa geológico simplificado da região norte do Estado de Roraima com destaque para a Serra do Tepequém (modificado de Fraga <i>et al.</i> 1999).	38

Figura 5.2: Mapa geológico simplificado da região da Serra do Tepequém representando parte de uma cobertura sedimentar paleoproterozoica assentada sobre rochas vulcânicas do Grupo Surumu (modificado de Fraga *et al.* 2010). 39

Figura 5.3: Coluna estratigráfica do Supergrupo Roraima na Serra do Tepequém (modificada de Santos *et al.* 2003). 41

Figura 5.4: Mapa geológico da Serra do Tepequém e localização dos perfis estudados (setas). 42

Figura 5.5: A) Lineamentos fotogeológicos da Serra do Tepequém e entorno, interpretados a partir de imagem de radar tipo SAR. Notar lineamentos nas direções NE, NW e, subordinadamente, EW e NS, bem como os curvos, indicativos de dobras. Os lineamentos principais seccionam a serra na direção NE com espaçamentos em torno de 2 km e foram interpretados como falhas direcionais sinistrais. B) Seção geológica esquemática A-B indicando a posição de falhas responsáveis pelo basculamento das camadas, desenhando dobras tipo *kink bands* e em *chevron*. Os números indicados correspondem às falhas mostradas na seção. 43

Figura 5.6: A) Aspecto da foliação cataclástica desenvolvida em arenitos da fácies fluvial realçada por sulcos decorrentes da dissolução e erosão, região da Mina Velha; B) Estereograma para planos de foliação cataclástica mostrando direção preferencial ENE-SWW com fraco espalhamento decorrente das variações do mergulho e C) Detalhe da foliação cataclástica em arenitos. 46

Figura 5.7: Padrões de veios de quartzo leitoso observados na área a montante do igarapé Cabo Sobral (veja mapa Figura 4). A) Veios tabulares centimétricos em arranjos intraestratais; B) Arranjos de veios *en echelon* em *tension gash* com indicação de cinemática sinistral; C) Veios subverticais, acompanhando conjuntos de fraturas T que trunca as camadas de arenitos. 46

Figura 5.8: Distribuição de dobras e falhas perfil a montante do igarapé Cabo Sobral, nordeste da Serra do Tepequém (Figura 5.3), A) em mapa e B) em perfil. Na porção NNW do perfil, o acamamento desenha dobras seccionadas por zonas de foliação cataclástica em posição plano axial. Na parte SW do perfil predominam falhas normais, que deslocam o acamamento desenhando dobras em *chevron*. Na porção norte do mapa o acamamento desenha dobras com eixos em posição aproximadamente E-W. Ao sul são observados pares conjugados de zonas de cisalhamento com cinemática sinistral e dextral subparalelas ao eixo de dobra. Ambas as zonas estão associadas a veios de quartzo leitoso com arranjos *en echelon*. 47

Figura 5.9: A) Seção geológica na Cachoeira do Funil, noroeste da Serra do Tepequém. O acamamento exhibe variações no mergulho em diferentes blocos separados por falhas normais, geralmente associadas com veios de quartzo leitoso. B) Diagrama estereográfico de contorno (máxima de concentração > 11%) para o acamamento desenhando guirlanda indicando eixo π em torno de $16^\circ/240^\circ\text{Az}$. C) Diagrama de roseta para fraturas, mostrando orientações preferencialmente para SSW e NE. 48

Figura 5.10: Dobras em arenitos da Formação Igarapé Cabo Sobral, na região do igarapé homônimo. A) Antiforma assimétrica, associada com veios de quartzo intraestratal. B) Antiforma e sinforma paralelas simétricas, apresentando foliação plano axial vertical. 50

Figura 6.1: Visão externa das bordas da Serra do Tepequém, notar morfologia plana e escarpada a SW e NE (A), mapa geológico simplificado da região norte do Estado de Roraima com destaque para a localização da Serra do Tepequém sobre vulcânicas do Grupo Surumu (modificado de Fraga *et al.* 1999) (B) e vista do topo da serra com morro alinhados na porção central e a serra do Funil ao fundo (900 m de altitude), notar o desenvolvimento de voçorocas sobre rochas da Formação Serra do Funil, unidades mais friável (C). 59

Figura 6.2: Litoestratigrafia e sistemas deposicionais da sucessão da Serra do Tepequém adotada neste trabalho, e propostas anteriormente utilizadas. 62

Figura 6.3: Perfis da sucessão da Serra do Tepequém representativos das formações Igarapé Paiva, Serra do Funil e Igarapé Cabo Sobral. A coluna litoestratigráfica a esquerda uniformiza a espessura e posiciona os perfis na sucessão pelo número, a localização pode é observada no mapa geológico (Figura 6.4). 63
a 65

Figura 6.4: Mapa geológico da Serra do Tepequém com indicação numérica dos pontos detalhados. 66

Figura 6.5: Geometria tabular a lenticular de camadas de arenito das fácies Ap e As apresentando delgadas camadas de pelito no topo (A), estrutura deformacional em pelito laminado (B), camada de pelito laminado apresentando laminação convoluta no topo das camadas e superfície de topo deformada por tração (C) e pelito com gretas de contração preenchidas por areias grossas sobrepostas por arenito com estratificação cruzada acanalada (D). 67

Figura 6.6: Estratificação sigmoidal em arenito fino da fácies As (A), camada de arenito médio da fácies Aa constituída por sets de estratificação acanalada marcada por grãos de hematita (B) e ortoconglomerado polimítico maciço com lentes de arenito com estratificação tabular (C). 69

Figura 6.7: Arenito fino a médio da fácies Aaf com *sets* de estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte, limite dos sets separados por delgadas camadas de pelito (A). Detalhe das camadas arenosas separadas por filmes de argila (indicado pelas setas pretas) formando pares de argila na estratificação (B). 73

Figura 6.8: Ritmito (fácies Rfw) com laminação plano-paralela a ondulada na base, passando para *flaser* e *wavy* e no topo domina a laminação plano-paralela (A), ritmitos da fácies (PAg) de camadas de arenito fino e pelito interdigitadas exibindo laminação cruzada cavalgante supercrítica marcando o topo de camada de arenito, porção central da foto (B) e pelito/arenito com gretas de contração (C). O lado esquerdo das fotos A e B equivalem a 80 cm. 75

Figura 6.9: Seção geológica no ponto 5 (meio do igarapé Cabo Sobral), localização na Figura 6.4. Laminação plano-paralela passando para *flaser* e *wavy* em depósitos Rfw registram a ação de ondas (B); Brechas sobreposta por arenitos com bandamento de maré constituem depósitos de canal de maré (C) e detalhe da estratificação cruzada com bandamento de maré no afloramento. 77

Figura 6.10: Ciclos granodecrescentes ascendentes de maré com a superposição de depósitos de canal de maré e planície de maré (submaré e planície e lama) (A); Depósitos de planície de maré da fácies APg sobrepostos por brechas B e arenito APm de canal de maré (B) e depósitos de ritmo de APg de planície de maré no topo dos ciclos (C). 78

Figura 6.11: Depósitos de planície de maré/canal de maré. Notar bandamento de maré com espinha de peixe (porção a W) e variação da inclinação dos estratos do bandamento de maré passando de tabular, tangencial a côncavo horizontal. Os depósitos mostram raseamento para o topo com bandamento de maré na base, diminuição das formas de leito na porção mediana, passando para laminação plano-paralela a ondulada, chegando ao pelito (topo do ciclo). 79

Figura 6.12: Superfície erosiva de discordância do topo Grupo Arai, marcando o contato entre depósitos de planície de maré da Formação Serra do Funil – Grupo Arai sotopostos a depósitos de arenitos da Formação Cabo Sobral – Grupo Suapi. 82

Figura 6.13: Diagramas de roseta mostrando padrões de paleocorrente obtidos de arenitos fluviais (A, B) e arenitos influenciados por maré (C) da Serra do Tepequém. 83

Figura 6.14: Modelo deposicional para a sucessão da Serra do Tepequém. Fase 1, esta é fase em que ocorre a retrogradação do sistema fluvial entrelaçado I e do sistema influenciado pela maré por sobre o fluvial. Fase 2, esta fase é onde ocorre o desenvolvimento da discordância e posterior implantação dos sistemas fluvial entrelaçado II. 87

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
EPÍGRAFE	v
AGRADECIMENTOS	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
 CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	 1
1.1. APRESENTAÇÃO	1
1.2. ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS	1
1.3. OBJETIVOS	3
1.4. ORGANIZAÇÃO DA TESE	4
 CAPÍTULO 2 - MÉTODOS	 5
2.1. ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRÁFICA	5
2.2. ANÁLISE ESTRUTURAL	6
 CAPÍTULO 3 - ASPECTOS GEOLÓGICOS DO NORTE DO ESTADO DE RORAIMA	 7
3.1. ARCABOUÇO GEOLÓGICO	7
3.2. SUPERGRUPO RORAIMA	7
3.3. UNIDADE ARAI	8
 CAPÍTULO 4 -LITHOSTRATIGRAPHY OF THE PALEOPROTEROZOIC ARAI GROUP, CENTRAL - SOUTH GUIANA SHIELD, BRAZIL	 10
4.1. ABSTRACT	10
4.2. INTRODUCTION	10
4.3. GEOLOGICAL SETTING	12
4.4. PREVIOUS WORKS	13
4.5. STRATIGRAPHY OF THE ARAI GROUP	15
4.5.1. Serra do Tepequém	17
4.5.2. Igarapé Paiva Formation	18

4.5.3. Serra do Funil Formation	20
4.5.4. Uiramutã region	23
4.5.5. Formation A	23
4.5.6. Formation B	24
4.6. PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION	27
4.6.1 Fluvial deposits (Formations A and B and Igarapé Paiva Formation)	27
4.6.2 Coastal, tide-influenced deposits (Serra do Funil Formation)	28
4.7. UPPER LIMIT OF THE ARAI GROUP	28
4.8. FINAL REMARKS AND CONCLUSIONS	29
4.9. ACKNOWLEDGMENTS	29
4.10. REFERENCES	30

CAPÍTULO 5 – DEFORMAÇÃO DAS ROCHAS SILICICLÁSTICAS PALEOPROTEROZOICAS DO GRUPO ARAI COMO EXEMPLO DE REATIVAÇÕES DE FALHAS DO EMBASAMENTO, SERRA DO TEPEQUÉM, RORAIMA, NORTE DO BRASIL.	34
5.1 RESUMO	34
5.2 ABSTRACT	34
5.3 INTRODUÇÃO	35
5.4 CONTEXTO GEOLÓGICO	36
5.4.1 Aspectos tectono-estruturais	36
5.4.2 Litoestratigrafia do Grupo Arai	38
5.5 OS DEPÓSITOS SILICICLÁSTICOS DA SERRA DO TEPEQUÉM	40
5.6 ANÁLISE DAS ESTRUTURAS EM PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS	42
5.7 ESTRUTURAS TECTÔNICAS EM AFLORAMENTOS	45
5.7.1 Zonas de Falhas	45
5.7.2 Dobras	51
5.8 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	51
5.9 REFERÊNCIAS	53

CAPÍTULO 6 – DEPÓSITOS SILICICLÁSTICOS FLUVIO-COSTEIROS DA SERRA DO TEPEQUÉM PALEOPROTEROZOICO DO ESCUDO DAS GUIANAS, BRASIL.	56
--	----

6.1 RESUMO	56
6.2 ABSTRACT	57
6.3 INTRODUÇÃO	58
6.4 GEOLOGIA REGIONAL E ESTRATIGRAFIA	59
6.5 IDADE E CORRELAÇÃO	61
6.6 A SUCESSÃO SILICICLÁSTICA DA SERRA DO TEPEQUÉM	61
6.6.1 Formação Igarapé Paiva	66
6.6.1.1 Descrição das fácies	66
6.6.1.1.1 Pelito laminado (Pl)	66
6.6.1.1.2 Arenito fino com laminação plano-paralela (Ap)	68
6.6.1.1.3 Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As)	68
6.6.1.1.4 Arenito médio com estratificação cruzada acanalada (Aa)	68
6.6.1.1.5 Conglomerado maciço (Cm)	70
6.6.1.2 Associação de fácies 1 (AF1) - Canal entrelaçado I	70
6.6.1.3 Associação de fácies 3 (AF3) – Planície de inundação/ <i>crevasse splay</i>	70
6.6.2 Formação Serra do Funil	71
6.6.2.1 Descrição das fácies	71
6.6.2.1.1 Arenito com estratificação cruzada acanalada com filme de argila (Aaf)	71
6.6.2.1.2 Arenito com laminação plano-paralela e de baixo-ângulo (Apb)	74
6.6.2.1.3 Ritmito com acamamento <i>flaser</i> e <i>wavy</i> (Rfw)	74
6.6.2.1.4 Pelito/Arenito com gretas de contração (PAg)	74
6.6.2.1.5 Arenito/pelito com bandamento de maré (APm)	75
6.6.2.1.6 Brecha intraformacional (B)	78
6.6.2.2 Associação de fácies 4 (AF4) – Fluvial influenciado por maré e onda	79
6.6.2.3 Associação de fácies 5 (AF5) – Planície de maré	80
6.6.2.4 Associação de fácies 6 (AF6) – Canal de maré	80
6.6.3 Formação Igarapé Cabo Sobral	80
6.6.3.1 Associação de fácies 2 (AF2) – Canal entrelaçado II	80
6.7 ANÁLISE DE PALEOCORRENTES	82
6.8 MODELO DEPOSICIONAL	84
6.9 CONCLUSÕES	88
6.10 REFERÊNCIAS	89
CAPÍTULO 7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	91

REFERÊNCIAS

93

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

Embora seja encontrado na literatura um grande volume de informações acerca do Paleoproterozóico, procedente de diferentes regiões do planeta, na América do Sul uma parte significativa da história deste período é ainda desconhecida, principalmente devido ao conhecimento incipiente dos registros estratigráficos. Na Amazônia, na área de estudo desta pesquisa, os estudos sobre o Paleoproterozóico são concentrados nas rochas do embasamento enfocando os aspectos geotectônicos e geocronológicos, enquanto que a história sedimentar ainda está calcada em estudos litoestratigráficos e ainda necessita ser melhor investigada usando-se os métodos de sedimentologia e estratigrafia moderna. Nesta região, particularmente no extremo norte do Brasil, ocorre como a mais importante cobertura sedimentar proterozóica da América do Sul o Supergrupo Roraima, constituído de uma sucessão espessa de rochas siliciclásticas com tufos vulcânicos intercalados e, localmente, intrusões de diques e soleiras básicas. Estas rochas hospedam ainda *placers* de baixa concentração de ouro e diamante (Santos 1985, Pinheiro *et al.* 1990). Apesar da ampla distribuição desta cobertura sedimentar no centro-norte do Escudo das Guianas, a documentação disponível é ainda insuficiente para permitir um bom entendimento da história evolutiva paleoproterozóica desta parte da América do Sul.

A análise de fácies em combinação com estudos estratigráficos de rochas siliciclásticas da “Formação Arai”, base do Supergrupo Roraima, na região da Serra do Tepequém, permitiu a reconstituição de eventos deposicionais no contexto das mudanças globais paleoproterozóicas. A Serra do Tepequém, um testemunho isolado, com aproximadamente 90 km² e localizada na região norte do estado de Roraima, sustenta uma mesa estrutural com escarpas bem marcadas, cristas alongadas, vales, colinas, *cuestas* e *hogback*, com altitude variando entre 550 a 1100 m. Seus depósitos foram anteriormente interpretados como de origem continental (fluvio-lacustre e fluvio-eólica). Para delimitar melhor estratigraficamente a Formação Arai, foi incluso neste estudo a base do grupo sobreposto, o Grupo Suapi.

1.2. ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS

A área de pesquisa, a região da Serra do Tepequém, município do Amajari, é localizada entre os paralelos 3°50' e 3° 45' N e meridianos 61°47' e 61° 39' W. Observações estratigráficas mais regionais foram feitas na região do município do Uiramutã entre paralelos 4°29' e 4°40'N e meridianos 60°05' e 60°15'W, também no estado de Roraima.

A Serra do Tepequém está inserida na área da Reserva Ecológica da Ilha de Maracá, em uma região entre as reservas indígenas de São Marcos, a leste, e a Yanomame, a oeste, enquanto a região da Vila do Uiramutã pertence à Reserva Indígena Raposa Serra do Sol. O acesso às duas regiões é realizado pela BR-174 a partir de Boa Vista - Roraima, sendo que ao Tepequém toma-se a RR-022, para oeste, e ao Uiramutã a RR-202 e a RR-171, para leste (Figura 1.1).

Os depósitos pré-cambrianos da Serra do Tepequém são parcialmente recobertos por solos e floresta, predominando a vegetação rasteira. Os afloramentos ocorrem em forma de lajedos, de poucos metros de altura, cachoeiras que possibilitam empilhamentos de dezenas de metros de estratos, voçorocas com até centenas de metros de comprimento e até 10 m de altura, cortes de estradas e canais artificiais abertos por explosivos durante o período de atividade garimpeira para exploração de diamante e ouro. Parte dos afloramentos é inacessível constituindo as encostas de serras, dificultando assim uma investigação estratigráfica.

Na região do Uiramutã, as exposições principais estão em serras e morrotes com até 500 m de altura, bem como em cortes encontrados em margens e leito dos igarapés. O acesso é facilitado pela vegetação rasteira do tipo savana, mas que às vezes, junto com a presença de solos, prejudica a visualização de estruturas sedimentares.

Em ambas as regiões a deformação tectônica não é muito pronunciada, sendo concentrada em zonas de falhas e na borda morfológica da bacia como no Uiramutã, onde dobras paralelas métricas foram observadas na Serra Lilás. Estas áreas, com forte deformação, foram evitadas embora alguns perfis e seções tenham sido realizados em camadas inclinadas modificadas por falhas, permitindo a reconstituição do empilhamento sedimentar primário.

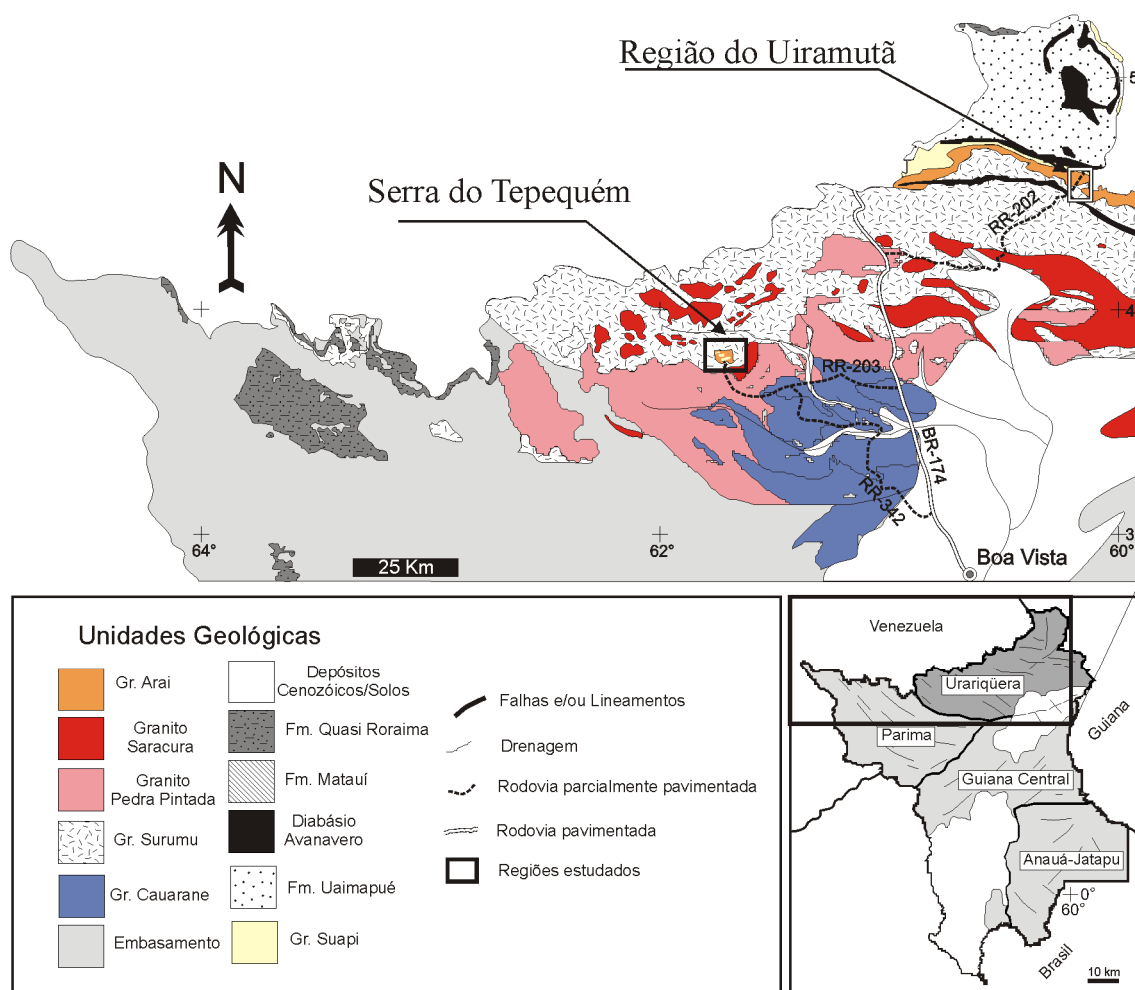


Figura 1.1. Mapa geológico simplificado da região norte do Estado de Roraima com indicação das áreas estudadas. Fonte: (Modificado de Bizzi *et al.* 2002).

1.3. OBJETIVOS

Os depósitos paleoproterozóicos da América do Sul ainda são pouco entendidos, se comparados com os estudos publicados sobre rochas desta idade em outras partes do mundo. O trabalho proposto visa contribuir para o melhor conhecimento do Paleoproterozóico na parte nordeste do continente sul-americano, a partir da análise estratigráfica e sedimentológica dos depósitos da parte inferior do Supergrupo Roraima, na região da Serra do Tepequém e Vila do Uiramutã, incluindo, com base nos padrões de sedimentação e compilação de mapas geológico-estruturais regionais, a determinação do tipo de bacia.

Os objetivos específicos do trabalho envolvem: 1) reconstituição paleoambiental e paleogeográfica dos depósitos siliciclásticos da Formação Arai; 2) redescrição e redefinição litoestratigráfica desta unidade e 3) caracterização do arcabouço geométrico-estrutural da Serra do Tepequém.

1.4. ORGANIZAÇÃO DA TESE

A tese está estruturada em sete capítulos. O Capítulo 1 corresponde à parte introdutória onde são apresentados a problemática, as áreas de estudos e os objetivos da pesquisa. O Capítulo 2 trata dos métodos aplicados no estudo e o Capítulo 3 apresenta o arcabouço geológico regional e a litoestratigrafia do Supergrupo Roraima com ênfase para a unidade basal, Formação Arai. Os três Capítulos subsequentes são apresentados na forma de artigos. O Capítulo 4 versa sobre a correlação litoestratigráfica dos depósitos Paleoproterozóicos da Formação Arai nas regiões do Tepequém e Uiramutã, com hierarquização da unidade a Grupo Arai. O Capítulo 5 discute a estruturação da serra, como produto de ambiente de deformação de nível crutal raso a médio, controlada por fatores relacionados à reativação de falhas antigas. Ele se baseia em artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências. O Capítulo 6 trata dos ambientes deposicionais e reconstituição paleoambiental da sucessão da Serra do Tepequém, constituída de depósitos fluvio-costeiros, com a definição de 3 formações litoestratigráficas. O Capítulo 7 refere-se às considerações finais. As referências bibliográficas são relacionadas no final da tese.

CAPÍTULO 2 - MÉTODOS

2.1. ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRÁFICA

O estudo de fácies envolve os critérios propostos por Walker (1990 e 1992), para modelagem de fácies, os quais incluem: (a) Individualização de fácies, que consiste no reconhecimento e descrição detalhada de estruturas sedimentares, texturas, geometria e composição litológica, bem como descrição dos processos geradores daquelas características; (b) Associação de fácies, esta agrupa as fácies contemporâneas, correlacionadas geneticamente, conferindo a ela conotação ambiental; (c) Modelo deposicional, este é representado em bloco-diagrama, mostrando de forma sintética geral os sistemas deposicionais, onde é observada a relação entre os diferentes paleoambientes.

Em conjunto com estudo de fácies foram aplicados os conceitos da estratigrafia de seqüências (Vail *et al.* 1977, Posamentier *et al.* 1988, Wilgus *et al.* 1988, Van Wagoner *et al.* 1988 e 1990, Leckie & Singh 1991, Emery & Myers 1996) em afloramentos de rochas siliciclásticas da Serra do Tepequém. A litoestratigrafia existente para a base do Supergrupo Roraima no Escudo das Guianas, nas regiões ao sul do Bloco Pacaraima e a Serra do Tepequém, foi reavaliada, de acordo com a normalização de Petri *et al.* (1986), e servindo como apoio ao mapeamento de unidades limitadas por inconformidades.

A descrição de fácies em afloramentos, cortes de estrada e canais artificiais, na escala dos diferentes litotipos, foi auxiliada por perfis estratigráficos e seções panorâmicas, estas últimas obtidas a partir de fotomosaicos de afloramentos seguindo o procedimento de Wizevich (1991). Foram efetuadas coletas sistemáticas de amostras em função das diferentes fácies (transicionais e continentais), que ajudaram a precisar as descrições de campo no laboratório, bem como, servirão para seleção de grãos de zircão para datação, orientadas segundo sua posição estratigráfica para controle ao longo da sucessão.

A estratigrafia de seqüências tem como elemento fundamental a seqüência deposicional limitada por discordâncias e suas concordâncias correlativas. Cada seqüência deposicional, independentemente da escala, constitui-se de tratos de sistemas, os quais são reconhecidos através do tipo de empilhamento de parasseqüências (*i.e.* de camadas ou conjuntos de camadas geneticamente relacionadas, organizadas em sucessões agradacionais, progradacionais e retrogradacionais), posição relativa dentro da seqüência, e tipo de superfície limitante ou superfícies chaves (*e.g.* superfície da primeira inundação/transgressão, superfícies de ravinamento e superfície de inundação máxima).

2.2. ANÁLISE ESTRUTURAL

No primeiro momento análise estrutural constou da análise visual de imagens de satélite e radar – Tipo SAR- bem como consultas em mapas geológicos-estruturais disponíveis. Em seguida, foram gerados mapas preliminares, entre os quais o lito-estrutural, da área que serviram de base para trabalhos de campo, acompanhados de imagem de radar impressa na escala 1:25.000. Com base nas informações adquiradas foram observadas os principais feixes estruturais presentes, fornecendo os subsídios para a escolha de áreas preferenciais ao estudo análise estrutural.

Nos trabalhos de campo foram empregados os fundamentos da análise estrutural segundo a concepção de Ramsay & Huber (1983 e 1987) e McClay (1996). Esta técnica trata os elementos planares e lineares da rocha utilizando-se as seguintes análises geométrica e cinemática. A geométrica investiga a natureza, o comportamento espacial e as relações de superposição de estruturas, a cinemática permite o entendimento do quadro tectônico e do *strain*, que proporciona a definição da taxa de deformação experimentada pelos corpos rochosos. A interação destes estudos possibilita a compressão dinâmica do quadro de tensões responsáveis pela deformação dos corpos geológicos nas diferentes escalas de observação.

A análise estrutural efetuada neste estudo envolveu a descrição detalhada de afloramentos naturais, principalmente cachoeiras, lajedos e leitos de igarapés onde as estruturas planares e lineares puderam ser avaliadas do ponto de vista geométrico e cinemático. Em geral, as estruturas que constituem o arranjo geométrico encontrado nos afloramentos na Serra do Tepequém são representadas por falhas, fraturas e mais raramente dobras. Devido ao baixo potencial de preservação das estruturas lineares, os critérios cinemáticos têm sido inferidos com base na rotação e deslocamento de camadas contendo estruturas primárias e veios de quartzo.

CAPÍTULO 3 -ASPECTOS GEOLÓGICOS DO NORTE DO ESTADO DE RORAIMA

3.1. ARCABOUÇO GEOLÓGICO

As duas regiões estudadas no norte do Estado de Roraima, a Serra do Tepequém e a Vila do Uiramutã, compreendem rochas da base do Supergrupo Roraima, dos grupos Arai e Suapi (Figura 1.1). Essas regiões estão localizadas na porção centro-norte do Escudo das Guianas, no domínio litoestrutural Uraricoera (Reis *et al.* 2003). Este domínio é limitado pelos domínios Parima (oeste) e Guiana Central (Sul) e possui lineamentos estruturais importantes nas direções E-W, WNW-ESE and NW-SE. O domínio Uraricoera é caracterizado ao norte, na região de estudo, por rochas vulcânicas do Grupo Surumu, granitos das suites Pedra Pintada e Saracura, e os depósitos do Supergrupo Roraima. Soleiras e diques básicos da unidade Diabásio Avanavero intrudidas no Supergrupo Roraima, em diferentes posições estratigráficas, ocorrem exclusivamente na região da Vila do Uiramutã. Durante o evento K´Mudku (1,1-1,2 Ga; Barron 1966) as rochas do Supergrupo foram seccionadas por zonas de cisalhamento rúpteis, registradas nas duas regiões estudadas.

3.2. SUPERGRUPO RORAIMA

Um quadro evolutivo da nomenclatura da estratigrafia do Supergrupo Roraima é apresentado na Figura 4.2 (ver capítulo 4.4). O estudo e a história da nomenclatura estratigráfica dos depósitos sedimentares paleoproterozóicos do Escudo das Guianas remontam ao século 19, em trabalho realizado na Guiana por Brown & Sawkins (1875), que designaram essas rochas de *Sandstone Formation*. Posteriormente Anderson & Dunn (1985) e Conolly (1925) redefiniram-nas de “Conglomerados Kaiteur” e “Arenitos Kaiteur”, respectivamente. A denominação de Roraima para essas rochas sedimentares foi usada pela primeira vez por Dalton (1912) em referência ao monte Roraima, chamando-as de “Capas de Roraima”, e revalidada por Paiva (1929) em estudos realizados no Brasil, que as chamou de “Arenito do Roraima”.

A denominação de Formação Roraima foi utilizada por Aguerrevere *et al.* (1939), para depósitos desde o Suriname, a leste, até a Venezuela, a oeste. Em estudos realizados no Brasil, Bouman (1959) subdividiu essa unidade nos membros Arai, Suapi e Quino. Na década de setenta, na Venezuela, destacaram-se os trabalhos de Yánez (1972) e Reid (1972). Este último elevou a Formação Roraima à categoria de grupo, subdividindo-o nas formações Uairén (base), Cuquenán, Uaimapué e Matauí. Na Guiana, Keats (1973) subdividiu a Formação Roraima nas unidades I-IX. No Brasil, em estudos realizados na porção setentrional do estado de Roraima, Braun (1973), Amaral (1974), Bonfim *et al.* (1974) e Montalvão *et al.*

(1975) adotaram a nomenclatura definida por Reid (1972) na Venezuela, enquanto que Pinheiro *et al.* (1981) subdividiram o Grupo Roraima nas formações Tucuxumã (base), Aliquelau, Linepenome e Urutanim com base no estudo das rochas sedimentares nas serras Uafaranda e Urutanim, a oeste. Posteriormente, Pinheiro *et al.* (1990) elevaram a unidade Roraima à categoria de Supergrupo, com base em trabalhos realizados por Santos & D'Antona (1984), Reis *et al.* (1985), Santos (1985) e Castro & Barrocas (1986), subdividindo-o, da base para o topo, nas seguintes unidades Formação Arai (membros Inferior e Superior), Grupo Suapi (formações Verde, Pauré, Nicarã e Quino) Formação Uailã e Formação Matauí. Recentemente, Reis & Yánes (2001) definiram a Formação Uiramutã incluindo-a na base do Grupo Suapi. Essa formação engloba o Membro Superior da Formação Arai de Pinheiro *et al.* (1990) em conjunto com a base do Membro Verde da Formação Suapi de Reis *et al.* (1990). Long (2002), por sua parte, subdividiu a Formação Uairén em dois membros correlacionados com os da Formação Arai de Reis *et al.* (1990). Finalmente, Santos *et al.* (2003), com base em datação de zircões de tufos da Formação Uaimapuê, separaram a Formação Matauí do Supergrupo Roraima, correlacionando-a com as formações Serra Surucucus e Aracá, as quais podem ser até aproximadamente 300 Ma de anos mais jovens do que o Supergrupo Roraima.

A idade U-Pb (SHRIMP) de 1.958 ± 11 Ma obtida em granodiorito da Suíte Intrusiva Pedra Pintada é considerada a idade máxima para o Supergrupo Roraima. Esta suíte é o embasamento do supergrupo, sendo intrusiva nas vulcânicas do Grupo Surumu. A idade mínima para o Supergrupo Roraima de 1.787 ± 12 Ma (U-Pb SHRIMP, em baddeleyita, Santos *et al.* 2000) foi obtida nos diabásios da Suíte Básica Intrusiva Avanavero, em soleira intrudida na porção mediana do supergrupo. Idades de populações de zircões detríticos da unidade Arai situadas 2,72 a 1,95 Ga indicam fontes transamazônicas para as rochas do Supergrupo Roraima. A sucessão sedimentar da Serra do Tepequém não possui dados geocronológicos.

3.3. UNIDADE ARAI

A “Formação Arai”, o objeto dessa tese, foi pela primeira vez mencionada por Boumam (1959) como Membro Arai, constituída preferencialmente de quartzo-arenitos com matriz micromicácea, intercalado com pacote espesso de conglomerados e siltitos. A seção tipo da unidade foi definida na serra homônima, próximo da fronteira Brasil-Venezuela. Montalvão *et al.* (1975) propuseram a elevação do membro a categoria de Formação Arai, em concordância com Reid (1972). Em estudos realizados nos depósitos da Serra do Tepequém, Borges & D'Antona (1988) correlacionaram-os com a Formação Arai, subdividindo a

sucessão nos membros Paiva, Funil e Cabo Sobral. Reis & Carvalho (1996), Reis & Fraga (1999) concordaram com a subdivisão de Borges & D'Antona (1988), mas não admitiram a correlação direta com a Formação Arai, então definiram na serra a Formação Tepequém, com espessura estimada de 210 m. Esta sucessão foi interpretada por Borges & D'Antona (1988) como gerada de leques aluviais, depósitos eólicos e fluviais entrelaçados com fácies lacustre. Recentemente, Fernandes Filho & Nogueira (2003) reconheceram também, além destas fácies, depósitos costeiros caracterizados por estruturas de maré e onda.

CAPÍTULO 4 - LITHOSTRATIGRAPHY OF THE PALEOPROTEROZOIC ARAI GROUP, CENTRAL-SOUTH GUIANA SHIELD, BRAZIL

Artigo submetido ao Journal of South America Earth Science

4.1. ABSTRACT

The lower unit of the Paleoproterozoic Roraima Supergroup is redescribed and redefined as Arai Group based on facies and lithostratigraphic data from the Serra do Tepequém and Uiramutã region, State of Roraima, northern Brazil. This approximately 400 m thick siliciclastic unit overlies acid volcanic rocks of the Surumu Group and is covered by siliciclastic deposits of the Suapi Group. The Arai Group has been subdivided into two formations. The lower one, similar in both areas, generally consists of polymictic conglomerates, cross-bedded sandstones with microplacers of hematite, and subordinate mudstones interpreted as braided stream deposits. In contrast, the upper formation, in the Uiramutã region, is composed of silty fine-grained sandstones with medium-scale trough cross bedding and convolute lamination deposited in a more distal braided stream environment. This unit, in the Serra do Tepequém region, consists of fine to medium-grained cross-bedded sandstones with mudstones, sandstone/mudstone rhythmites and subordinate conglomerates and breccias interpreted as coastal, tide-influenced deposits. The top of the Arai Group is marked by an expressive unconformity covered with diamond-bearing conglomerates and pebbly sandstones of the basal Suapi Group. This study confirms the previous interpretation of a big braided stream system migrating to southwest in the central part of the Guiana Shield. In addition it could be shown that the fluvial system in its distal part was influenced by tidal processes. The stratigraphy of the Arai Group has established the basis for a regional correlation included deposits of isolated occurrences in the Guiana Shield and points to the presence of a large intracratonic Paleoproterozoic basin connected to the open sea.

Keywords: Paleoproterozoic; Arai Group; Stratigraphy; Lithofacies; Guiana Shield

4.2. INTRODUCTION

The Paleoproterozoic Era took about 900 Ma (Plumb, 1991), initiating in 2500 Ma and finished in 1600 with amalgamation and stabilization of Archean cratonic areas (Worsley et al., 1984; Gurnis et al., 1988; Hoffman, 1992; Condie, 1998; Tassinari et al., 2000; Young et al., 2001). The break up of large blocks into small nucleus, after rift processes, was accompanied by metamorphism, mafic dyke emplacements and development of large sedimentary basins as exemplified in Western Africa and northern South America. The

Roraima Supergroup which covers the northern part of the Amazon Craton represents a thick siliciclastic succession deposited during late Paleoproterozoic in an extensive east-west intracratonic basin whose preserved portion is about 1000 km long and 600 km wide (Figure 4.1). The Roraima Supergroup, partially distributed in the frontier-area Brazil-Venezuela-Guyana-Suriname, consists of subhorizontal and generally slightly dipping, unmetamorphosed beds. The typical relief of this unit forms steep sided table-lands generally covered by savannah vegetation and rarely rainforest. The largest continuous occurrence of Roraima deposits with approximately 73000 km² occur in the Pacaraima Mountains, bordering Guyana, Venezuela and Brasil (Gibbs & Barron, 1983, Reis & Yáñez 2001). Isolated occurrences attributed to the Roraima Supergroup are found in the Tepequém, Urutanim, Uafaranda and Surucucus mountains, State of Roraima, as well as in the Aracá, Neblina, Uneuxi, Padre and Urupi mountains, State of Amazonas (Pinheiro et al., 1990). The extension of the Roraima Supergroup to other adjacent regions of the Pacaraima block is not confirmed.

Economic interest in the Roraima Supergroup is related to local occurrences of gold and mainly diamonds found both in its succession and in recent alluvial deposits (Gibbs & Barron, 1993; Dohrenwend et al., 1995; Pinheiro et al., 1990). Although sedimentological studies in Santa Elena de Uairén, Venezuela, has provided detailed informations about the fluvial deposits at the basal units of the Roraima Supergroup (Long, 2002), in Brazil the sedimentological studies are incipient and associated to regional lithostratigraphic mapping. The supergroup has been interpreted as a series of alluvial, eolian, coastal and marine deposits (Reis & Carvalho, 1996; Pinheiro et al., 1990; Castro & Barrocas, 1986). However, these interpretations are rarely adequately proved and a missing rigorous stratigraphic control together with poor age constraints in various successions has hindered advances in a better knowledge of the Roraima Supergroup.

This study aimed to provide a detailed outcrop-based stratigraphic analysis of the Arai Group, the basal unit of the Roraima Supergroup, carried out in the Serra do Tepequém and Uiramutã region (Figure 4.1). We present here a new lithostratigraphic framework for this succession defined formerly as Arai Formation and as such included parts of the overlying Suapi Group. Additionally, we discuss the paleoenvironmental environments in which the Arai deposits were laid down.

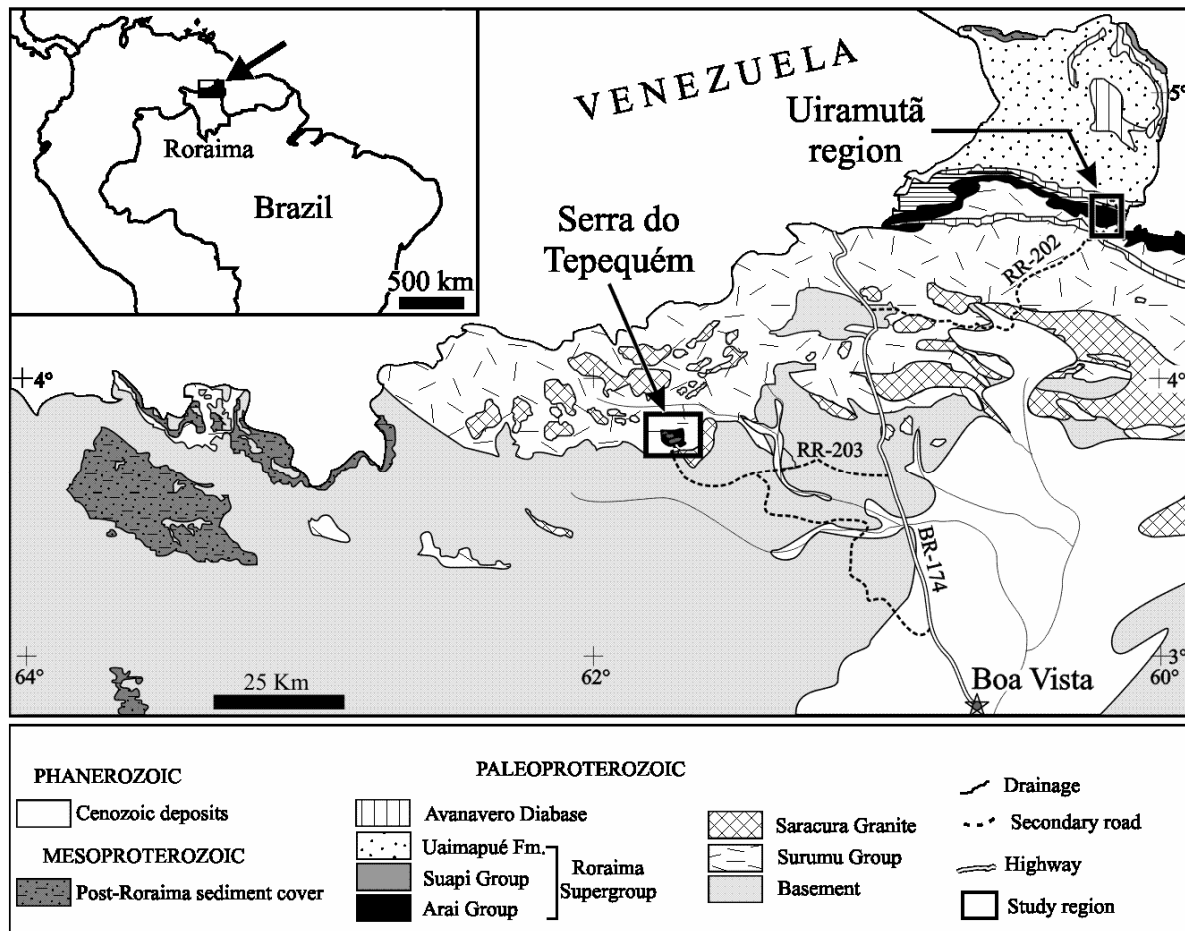


Figure 4.1. Simplified geologic map of northern Roraima and localization of the Serra do Tepequém and Uiramutã region.

4.3. GEOLOGICAL SETTING

The Uiramutã and Serra do Tepequém regions, located in the central-northern part of the Guiana Shield, are inserted into the geochronological provinces Maroni-Itacaiunas (2.2-1.95 Ga; Tassinari & Macambira, 2004) and Tapajós-Parima (1.95-1.80 Ga; Santos et al., 2000) as well as into the Urariqüera lithostructural domain (Reis et al., 2003). These regions are covered with the 2.0 -1.95 Ga Surumu acid and intermediate volcanic rocks (Tassinari et al., 2000; Schobbenhaus et al., 1994) that are overlain by the Roraima Supergroup. Tassinari et al. (2000) suggest an age older than 2.3 Ga for the Roraima metamorphic basement composed of high-grade metamorphic terranes of the Maroni-Itacaiúnas Province and interpret the Roraima Block as a stable foreland to the marginal Paleoproterozoic Maroni-Itacaiúnas Belt. The Urariqüera domain is limited by the Parima domain in the west and the Guiana Central domain in the south (Figure 4.1) and its important structural directions trending E-W, WNW-ESE and NW-SE. The southern part of Urariqüera domain is characterized by metasediments and metavolcanics of the Cauarane Group, while in the northern part volcanics of the Surumu Group, granites of the Pedra Pintada and Saracura

suite, and sedimentary deposits of the Roraima Supergroup occur. During the K'Mudku event (1.1-1.2 Ga; Barron, 1966; Fraga, 1999) the Roraima basin was seccionated by brittle shear zones.

The Surumu volcanic rocks of 2.0 -1.95 Ga provide the maximum age for the Roraima Supergroup. The Avanavero intrusive suite is interbedded with middle and upper Roraima rocks, forming sills of mafic rocks and pyroclastic deposits dated at 1.65 Ga (Preim et al., 1973). Furthermore the Roraima Supergroup is intersected by several 1.88-1.6 Ga mafic sills and dykes (Snelling et al., 1969; Hebeda et al., 1973; Teixeira, 1978). The Cipó Sill, correlated with the Avanavero unit, indicates its minimum age, based in U-Pb in baddeleyite, of 1.778 ± 12 Ma (Santos et al., 2000). Therefore, the Roraima deposits may be at least as old as 1.88 Ga and their sedimentation occurred until at least 1.6 Ga. U-Pb ages (SHRIMP) of zircon grains of the Arai Formation indicate 2.123 ± 14 Ma (Transamazonian Event), while other subordinated populations situated in the interval of 1.958 ± 19 Ma (n=3) and 2.718 ± 18 Ma (n=1) (Santos et al, 2003).

4.4. PREVIOUS WORKS

The deposits known as Roraima Supergroup were first described by Brown & Sawkins (1875) as “Sandstone Formation”. Anderson & Dunn (1895) and Conolly (1925) redefined it as “Kaiteur conglomerates” and “Kaiteur sandstones”, respectively. The denomination “Roraima” was used the first time by Dalton (1912) based on exposures of the succession near the Mount Roraima. This term was revalidated by Paiva (1929) as “Arenito do Roraima”. The name was subsequently changed to Roraima Formation by Aguerrevere et al. (1939). Then Gansser (1954) subdivided this unit in Lower, Middle and Upper members, which were named by Bouman (1959) Arai, Suapi and Quinô members, respectively. Later Reid (1972) and Yáñez (1972) raised the Roraima Formation to group category and finally, Pinheiro et al. (1990) coined the Roraima Supergroup. The large range of lithostratigraphic concepts for the Roraima Supergroup emphasizing the Arai Group and its equivalent strata is synthesized in Figure 4.2.

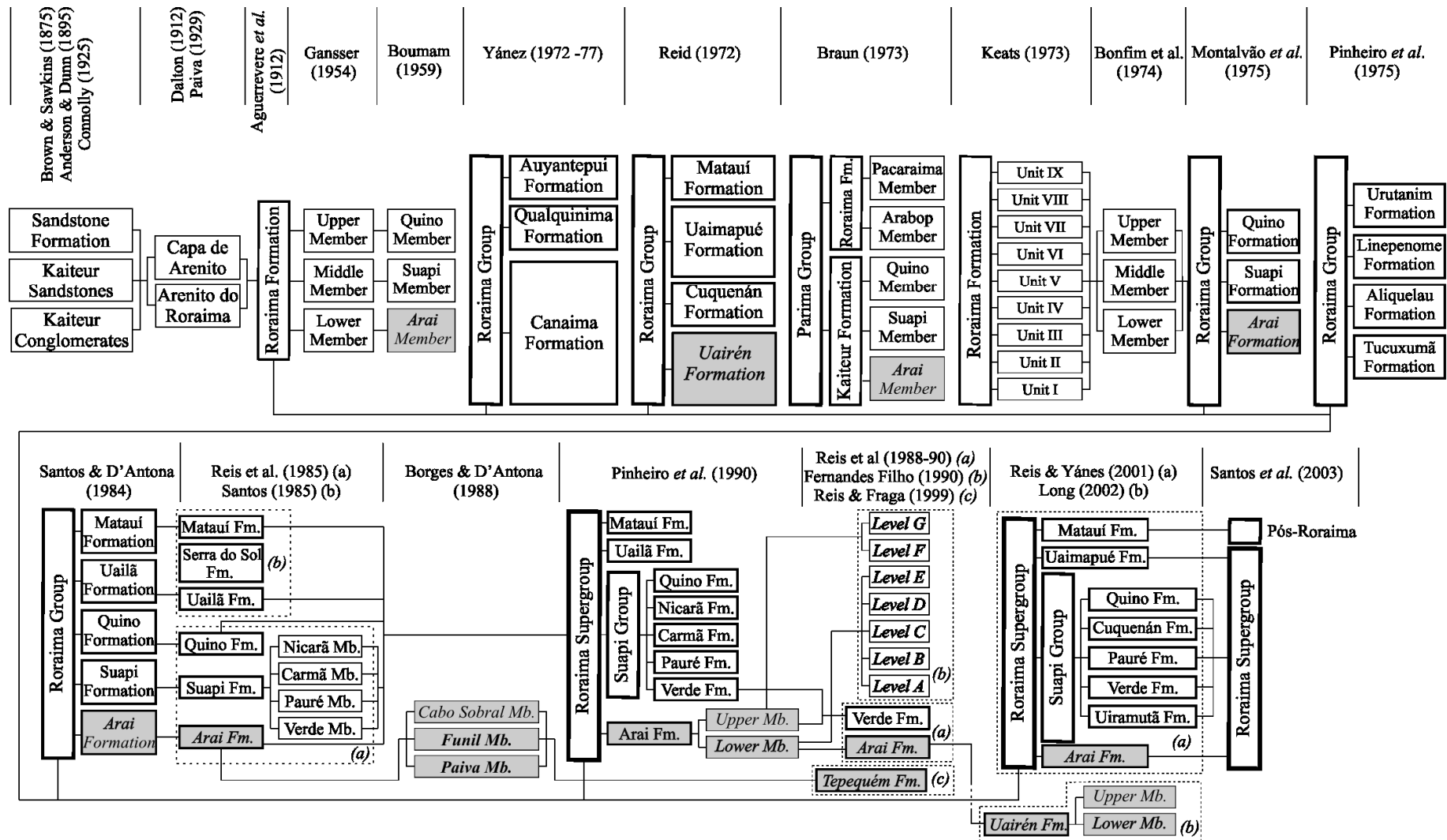


Figure 4.2. Summary of the stratigraphic proposals for the Roraima Supergroup. The names of correlated units, studied in this work, are written in bold and italic characters.

The Roraima Supergroup, about 2900 m thick, consists of the Arai Formation, now Arai Group, overlain by the Suapi Group and the Uaimapu  and Matauí formations (Pinheiro et al., 1990; Reis et al., 1990; Reis & Y nez, 2001; Santos et al., 2003). The formerly called Arai Formation is composed of conglomerates, locally containing gold and diamonds, quartz-arenites, pebbly sandstones, and subordinate mudstones. The Suapi Group has a similar lithology. In contrast, the Uaimapu  Formation includes feldspar-bearing sandstones interbedded with tuffs, tuffaceous sandstones and welded tuffs, conglomerates and mudstone. The Matauí Formation, the top of Roraima Supergroup, constitutes quartz-arenites, arkosic sandstones, conglomerates and mudstone.

Boumam (1959) was the first who used the term “Arai” for the lower member of the Roraima Formation with type-section in the homonymous mountain, near the Brazilian-Venezuelan border. Montalvão et al. (1975) raised the member to formation status, ratified by Reid (1972). Reis et al. (1990) and Pinheiro et al. (1990) subdivided it in lower and upper members. In the Serra do Tepequém, outside of the Pacaraima sedimentary block, Borges & D’Antona (1988) defined three members named Paiva, Funil and Cabo Sobral, correlating them with the Arai Formation of the type-section. Pinheiro et al. (1990) and Fernandes Filho (1990) agreed with this correlation and the latter author subdivided the Serra do Tepequém deposits in a lower member with five successions and an upper member containing two. Reis & Carvalho (1996) and Reis & Fraga (1999) disagreed with this correlation and proposed the Tepequém Formation. Reis & Y nes (2001) included the upper member of the Arai Formation of Pinheiro et al (1990) in the Uiramutã Formation of the Suapi Group. In Venezuela Long (2002) subdivided the Uairén Formation into two members and correlated them with the Arai Formation of Reis et al. (1990) (Figure 4.2).

4.5. STRATIGRAPHY OF THE ARAI GROUP

The stratigraphic analysis of the Arai Group carried out in the Serra do Tepequém and Uiramutã region revealed fluvial and coastal, tide-influenced deposits (Figure 4.3). This unit has been individualized and subdivided into two formations using the following criteria: 1) regional erosional unconformities marking the lower and upper limits of the group; 2) occurrence of diamond-bearing deposits overlying the upper unconformity; 3) abundant microplacers of hematite characterizing mainly the lower formation of the Arai Group; and 4) differences in grain size between the lower formation (coarse-grained) and upper formation (finer grained). Additionally, the distinction between the formations was assisted by paleoenvironmental interpretation (see chapter 5). The Arai deposits in the Uiramutã region

have been subdivided into two units informally named Formation A and Formation B, whereas in the Serra do Tepequém the stratigraphic terms of Borges & D'Antona (1988) were used with the prefix “igarapé” (creek) and “serra” (mountain). The lack of physical continuity and the distance of approximately 100 km between the Serra do Tepequem and the Paracaima block can justify the provisional maintenance of these terms. The correlation of the Arai deposits in both areas is given in Figure 4.3.

The lower contact (unconformity U1) of the Arai Group is defined by volcanic rocks of the Surumu Group, whereas the upper erosional limit (unconformity U2) is marked by diamond-bearing conglomerates and sandstones of the basal Suapi Group. The basal part of Suapi Group in the Uiramutã region was formerly included in the Arai Formation (Reis & Yanez, 2001). In the Serra do Tepequem, the basal Suapi Group is called here Igarapé Cabo Sobral Formation (Figure 4.3).

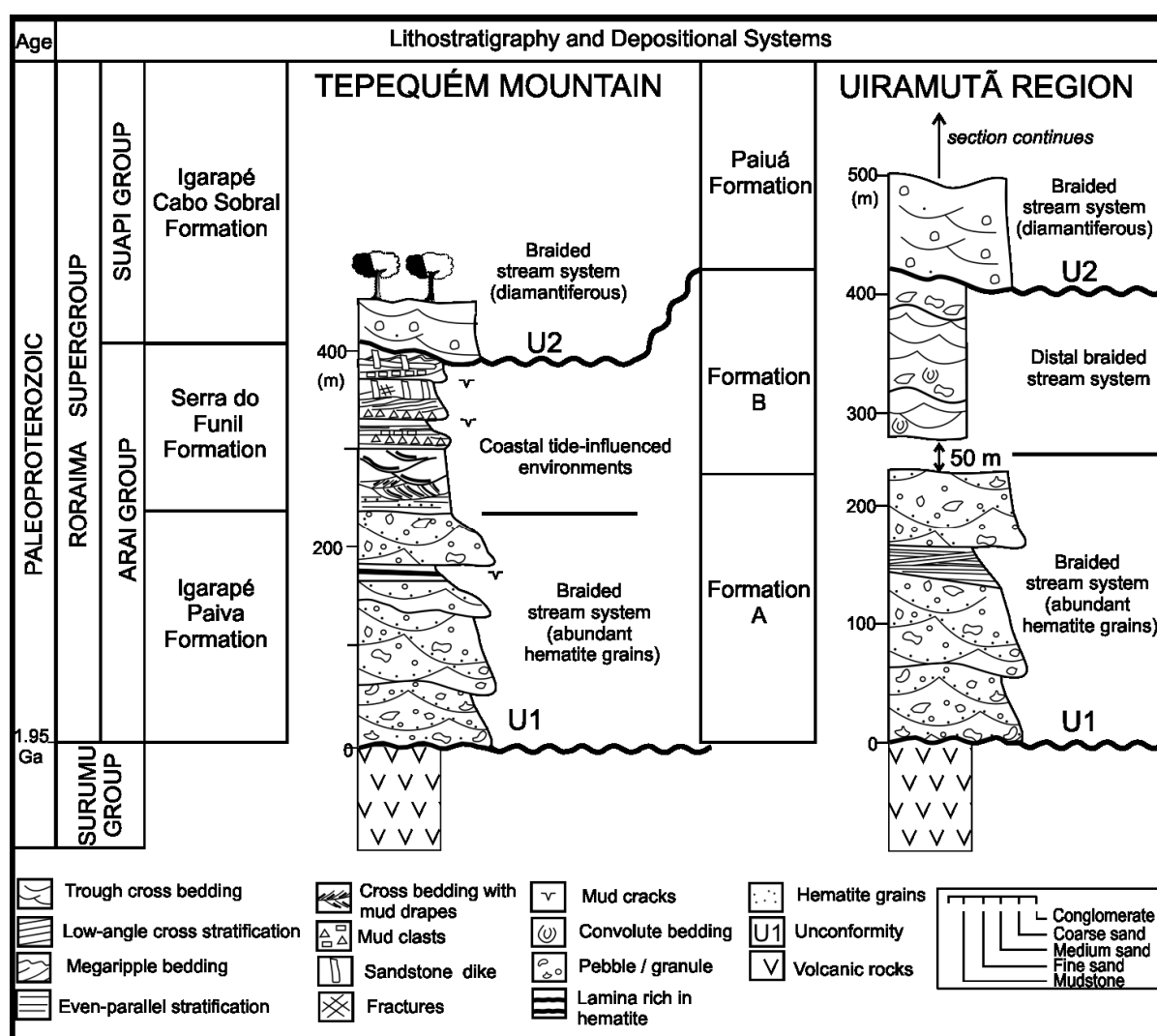


Figure 4.3. Stratigraphical correlation between the formations of the Arai Group in the Serra do Tepequém and Uiramutã region.

4.5.1. Serra do Tepequém

A geological map of the Serra do Tepequém is given in Figure 4.4. The serra covers approximately 90 km² forming a table morphology whose highest point reaches about 1100 m. The deposits of the Arai Group which predominantly build up the serra exhibit large-scale folds with axes oriented mainly to N70E which are disrupted by NE-trending faults. Natural outcrops are localized in ravines, waterfalls and mountain scarps while artificial exposures are road cuts and channels produced by mining activities. Various profiles which represent a great part of the Arai Group are shown in Figure 4.5.

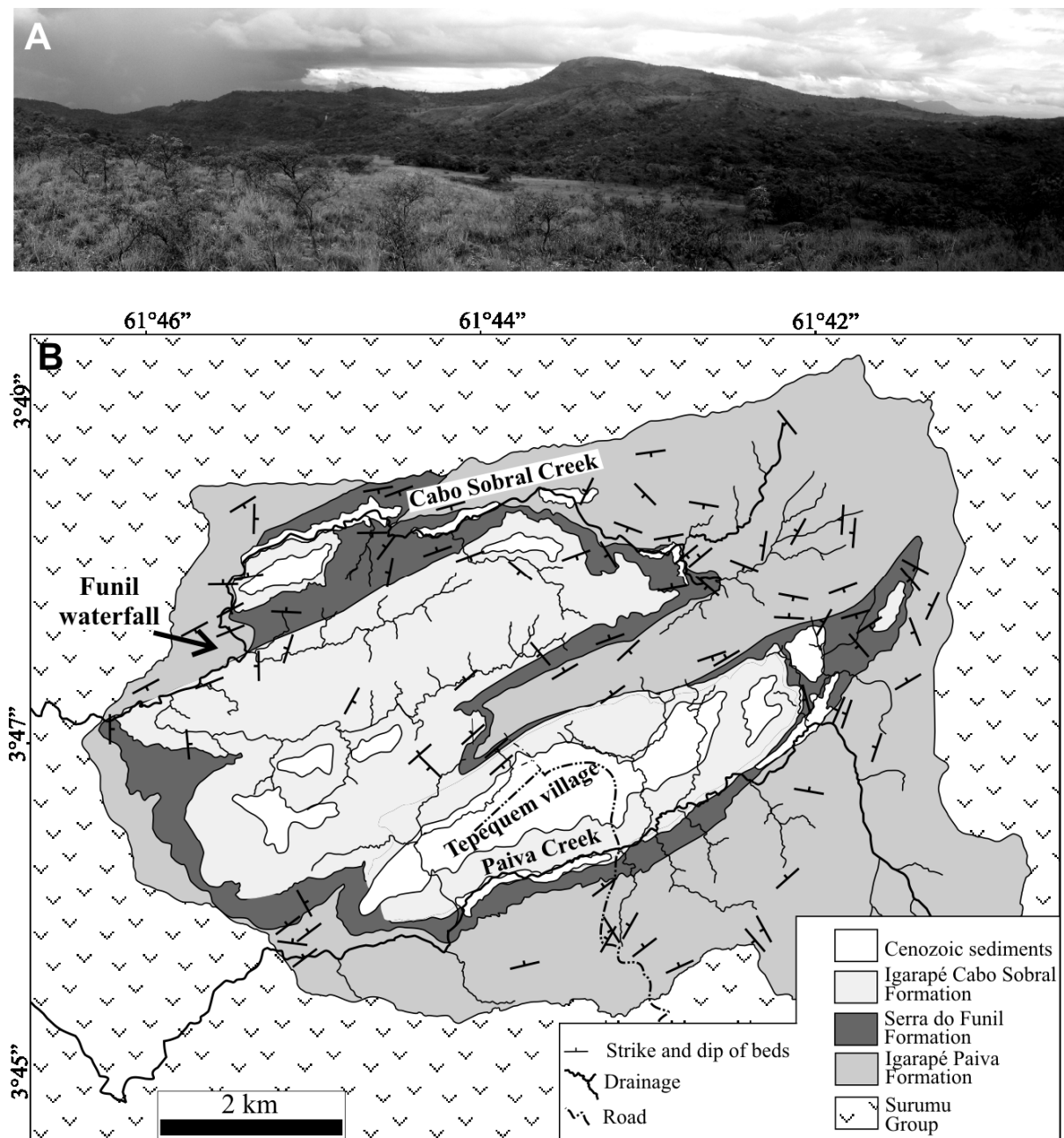


Figure 4.4. Morphological aspect (A) and geological map (B) of the Serra do Tepequém.

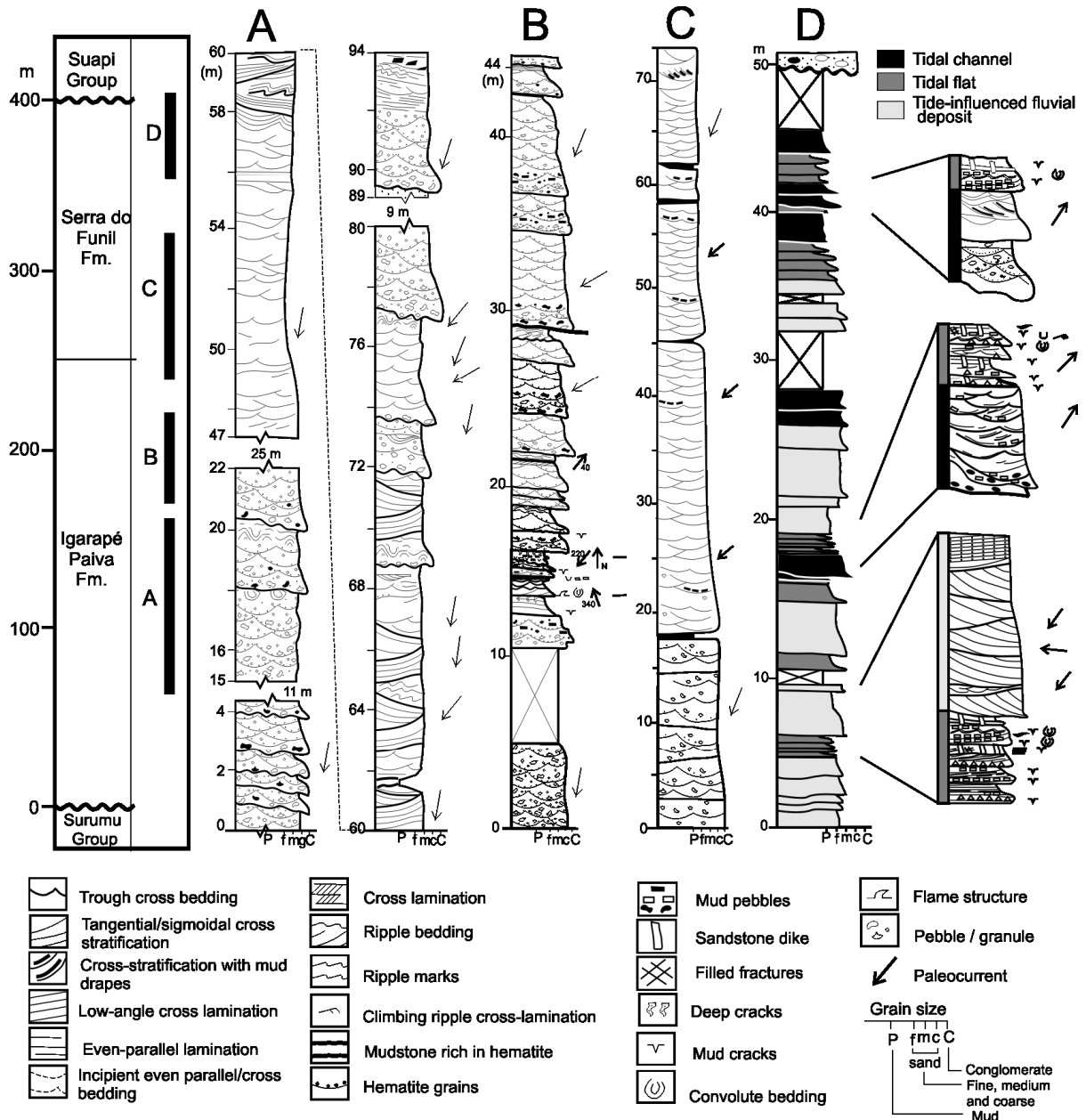


Figure 4.5. Profiles of the Arai Group in the Serra do Tepequém. Locations: A) Funil waterfall, B) Tilin, artificial channel of the Cabo Sobral Creek C) Paiva Creek and D) Top of the Serra do Funil.

4.5.2. Igarapé Paiva Formation

The Igarapé Paiva Formation consists of approximately 250 m thick sandstones, polymictic conglomerates and subordinate mudstones (Figure 4.6) arranged in fining-upward cycles 1.0 to 5.0 m thick. The conglomerates, at the base of the cycles, occur as lenticular layers or laterally continuous tabular beds up to 2.0 m thick. The conglomerates are polymictic, generally clast supported and exhibit massive bedding or incipient even-parallel bedding (Figure 4.6A). The rounded to subrounded clasts are of quartz, sandstone, iron formation, volcanic and metamorphic rocks and vary from granule to boulder (Figure 4.6B).

The matrix consists of medium to coarse-grained sandstone whose abundant detrital hematite is a remarkable feature that underlines the sedimentary structures. Trough cross bedding (sets 0.5 to 1.0 m) and even-parallel stratification are common, but also massive bedding (Figure 4.6D). Medium to coarse-grained sandstones with trough cross bedding marked by hematite (Figure 4.6C), and pebbles arranged along bedding planes occur in the middle portion of the cycles. The upper part of the cycle is marked by fine to medium-grained sandstone, or locally mudstone; sandstone interbedded with mudstone also occurs. The sandstone exhibits tangential and sigmoidal to low angle cross bedding and ripple bedding. Other structures include asymmetric ripple marks, mud cracks, rip-up clasts and convolute lamination (Figure 4.6E). Red to black sandstone and mudstone lamina are rich in detrital hematite (Figure 4.6F).

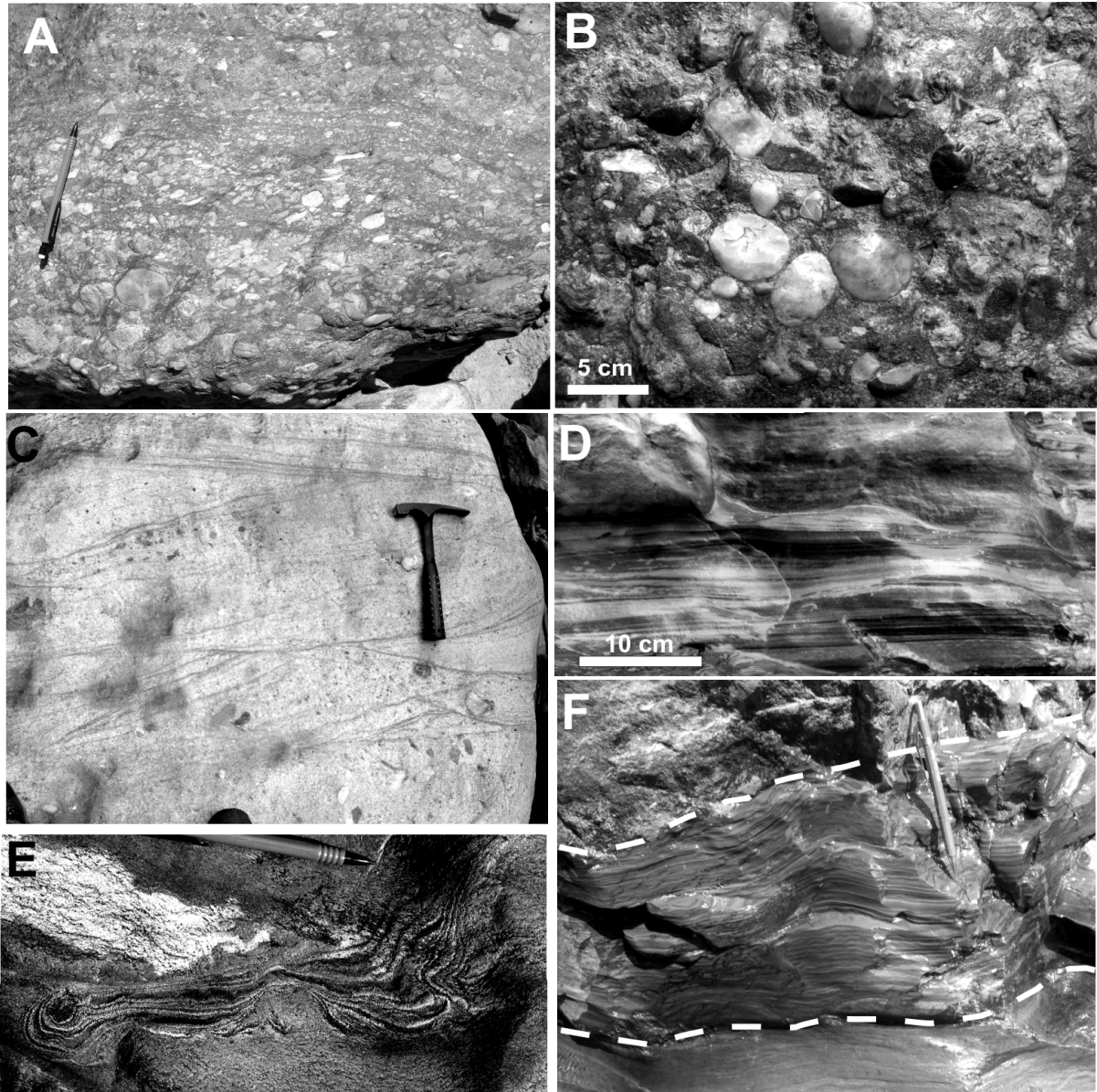


Figure 4.6. Facies from the Igarapé Paiva Formation. A) Imbricated polymictic conglomerate interbedded with pebbly sandstone showing incipient even-parallel stratification. B) Detail of polymictic orthoconglomerate. C) Trough cross-bedded medium-grained pebbly sandstone, foresets outlined by hematite. D) Even-parallel stratified sandstone. E) Convolute lamina of hematite. F) Laminated mudstone rich in hematite.

4.5.3. Serra do Funil Formation

The contact between the Igarapé Paiva Formation and the Serra do Funil Formation is gradual. While in the lower unit coarse-grained deposits and abundant hematite grains are conspicuous features, finer grain size together with disappearance of pebbles and less hematite characterize the upper formation (Figure 4.5C & D). Moreover the two units differ in their depositional environments.

The Serra do Funil Formation consists mainly of fine to medium-grained sandstones, mudstones, mudstone/sandstone rhythmites and subordinately conglomerates and breccias, reaching 150 m thick (Figure 4.7). These rocks form a fining-upward succession, truncated by Unconformity 2, and are composed of smaller fining-upward cycles 0.2 to 4.0 m thick. The sandstones are characterized by up to 2 m thick sets of trough cross bedding while mudstone layers generally cover the sets. Conglomerates and breccias occur at the base of cycles forming 0.1-0.2 m thick layers. Their angular to rounded tabular mudstone clasts range from granules to pebbles and locally exhibit imbrication. The matrix of the conglomerates consists of fine to medium-grained sandstone (Figure 4.5C & D).

Fine to medium-grained amalgamated sandstones characterize the middle portion of the Serra do Funil Formation, generally built up by metric-scale cycles. The sandstones exhibit trough cross bedding (sets of 1-2 m thick) and even-parallel stratification with low-angle truncation surfaces. Hematite grains may underline the cross strata and mudstone clasts mark the base of the cycles.

The upper succession of the Serra do Funil Formation consists of sigmoidal to tangential cross bedding with tabular clasts of mudstone at the base of the sets and along foresets. Mudstone lamina may cover set limits and foreset lamina, locally forming mud couplets (Figure 4.7A, B & D). Small to medium-scale trough cross bedding and subordinate even-parallel lamination also occur, both underlined by hematite grains. Locally ripple marks cover sandstone layers and shallow scour structures truncate the stratification of sandstone (Figure 4.7B). Fine-grained sandstones with even-parallel and low angle stratifications pass laterally to sandstone/mudstone rhythmites with flaser-wavy bedding and climbing ripple cross lamination, locally indicating bipolar flow (Figure 4.5D). Additionally rip-up clasts, mud cracks (Figure 4.7C) and sandy dikelets are found at the top of the cycles (Figure 4.5D).

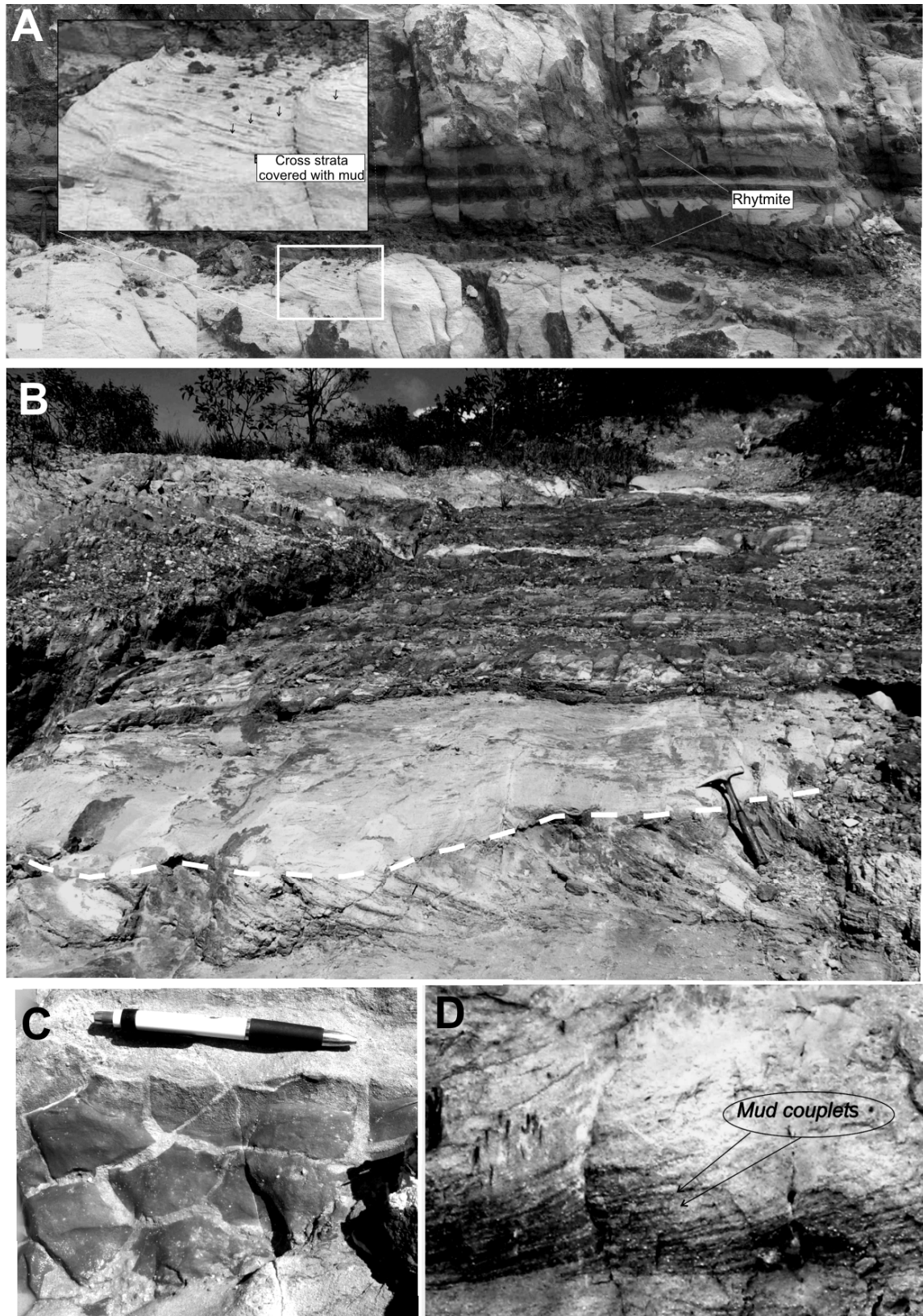


Figure 4.7. Facies from the Serra do Funil Formation: A) Mudstone/sandstone rhythmites interbedded with cross stratified sandstone whose foresets are covered with mud lamina. B) Scoured cross-bedded tidal channel sandstone overlain by tidal flat rhythmites. C) Mud cracks filled with fine-grained sandstone. D) Mud couplets covering foresets in tidal channel sandstone.

4.5.4. Uiramutã region

The Arai deposits in the Uiramutã region form up to 500 m high hills with the best outcrops found at the river banks and road cuts. The access to the outcrops is facilitated by savanna vegetation and few thick soils. The deposits dip slightly to the north whereas in fault zones the strata can be inclined until 25° and decametric folds are observed in the Lilas Mountain.

Formation A is very similar to Igarapé Paiva Formation of the Serra to Tepequém and for this reason no profile is given of this unit. A profile of the lower part of the Formation B which differs from the Serra do Funil Formation is shown in Figure 9.

4.5.5. Formation A

The Formation A represents a 250 m thick succession composed of sandstones, conglomerates and subordinately mudstones. The conglomerates which occur at the base of the formation are discontinuous while the other lithologies form meter-thick packets laterally continuous for tens of meters. The conglomerates are mainly polymictic and clast-supported (Figure 4.8A). Their rounded to subrounded clasts, with maximum diameter of 15 cm, are composed of quartz, sandstone, mudstone, iron-formation, acid volcanic rock and volcanic tuff. The matrix is rich in quartz and hematite, while feldspar is rare. The main structures of the conglomerates comprehend massive bedding and even-parallel stratification. Long (2002) described similar conglomerates in the region of Santa Elena de Uairén/Venezuela, 100 km west of Uiramutã, and interpreted them as paleovalley filling. Medium to coarse-grained pebbly sandstones intercalated with the conglomerates decrease in frequency up to the top of the unit. The sandstones exhibit medium-scale trough cross bedding (sets between 20 cm and 1 m) and even-parallel stratification (Figure 4.8B&C). Measurements of cross strata indicate paleoflow to south-west. Fine to medium-grained sandstones with even-parallel stratification and low-angle cross bedding are intercalated with medium to coarse-grained sandstones and locally associated with red-colored massive mudstones. Abundant hematite grains outline cross strata, even-parallel stratification and ripple bedding (Figure 4.8C & D). Syntectonic faults and convolute bedding are observed in sandstone layers. Red mudstones locally occur on the top of the cycles forming up to 5 cm thick layers.

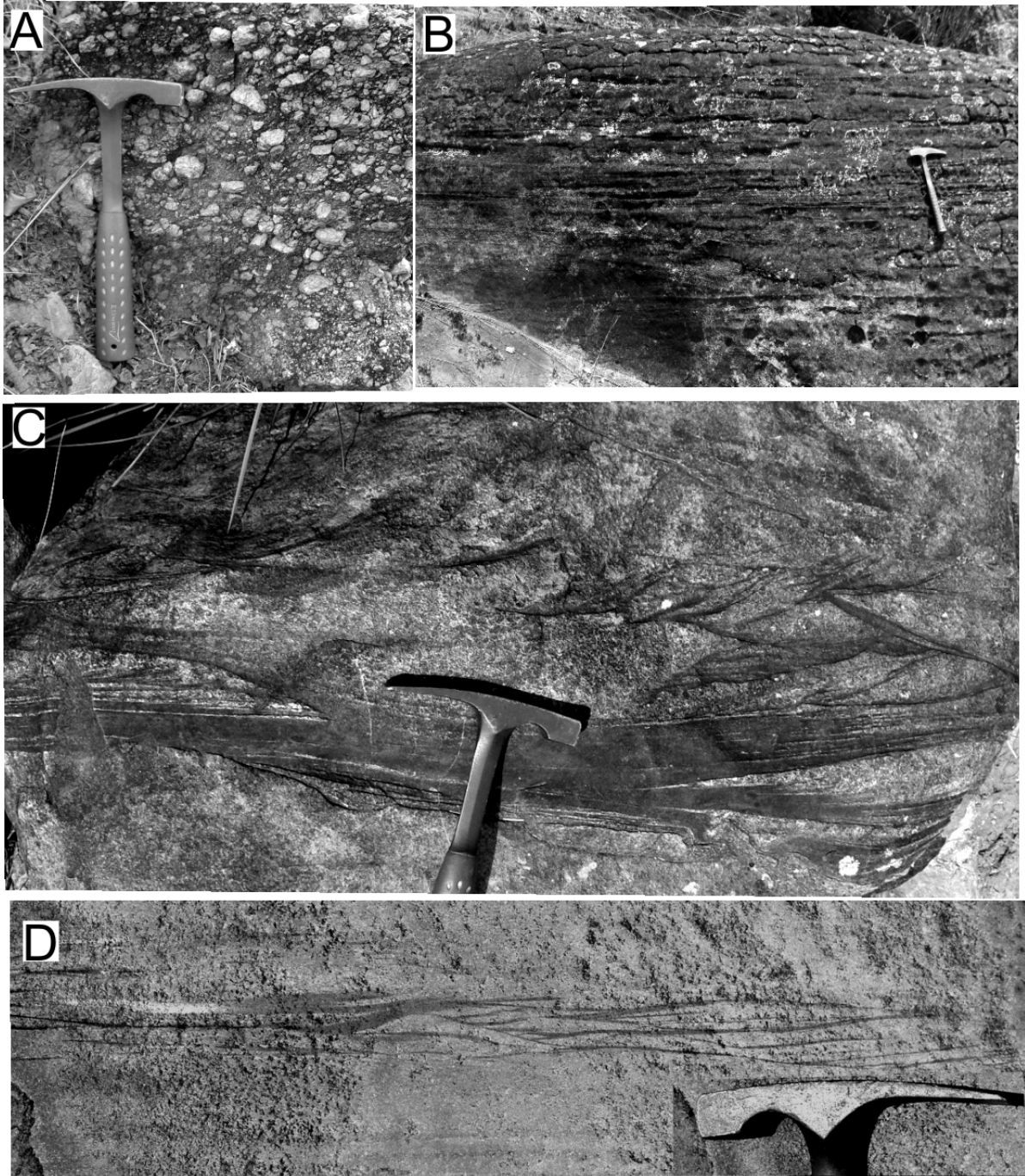


Figure 4.8. Facies from Formation A. A) Massive bedded polymictic conglomerate. B) Even-parallel stratified fine to medium-grained sandstone. C) Trough cross-bedded sandstone with abundant hematite grains. D) Ripple-bedded sandstone with hematite outlining bedforms.

4.5.6. Formation B

As in the Serra do Tepequém, the contact between Formation A and Formation B is gradual with a similar grain size behavior in both units. Also the hematite grains are much less abundant in Formation B than in Formation A. A special feature in Formation B is the occurrence of stonelines with sandstone clasts (Figure 4.9A).

The Formation B, approximately 150 m thick, is mainly composed of conglomerates and fine to medium-grained sandstones arranged in fining-upward cycles 3.5 to 5.0 m thick (Figure 4.9). The conglomerates form decimetric thick layers at the base of the cycles and are interbedded with fine to medium-grained sandstones. The conglomerates containing poorly sorted, coarse sandy matrix consist predominantly of subangular to angular quartz and sandstone clasts ranging from granules to boulders up to 30 cm in diameter. Fine to medium-grained sandstones with trough cross stratification –sets decreasing toward the top of the cycles - occur in the middle portion of the 3 to 4 m thick cycles whose upper part is marked by intercalations of fine-grained sandstones with even-parallel stratification and subordinate tabular cross bedding. Occasionally millimetric thick rip-up muddy clasts and convolute bedding are found at the top of the cycles. Hematite grains highlight the sedimentary structures, but occur in smaller proportions compared to Formation A.

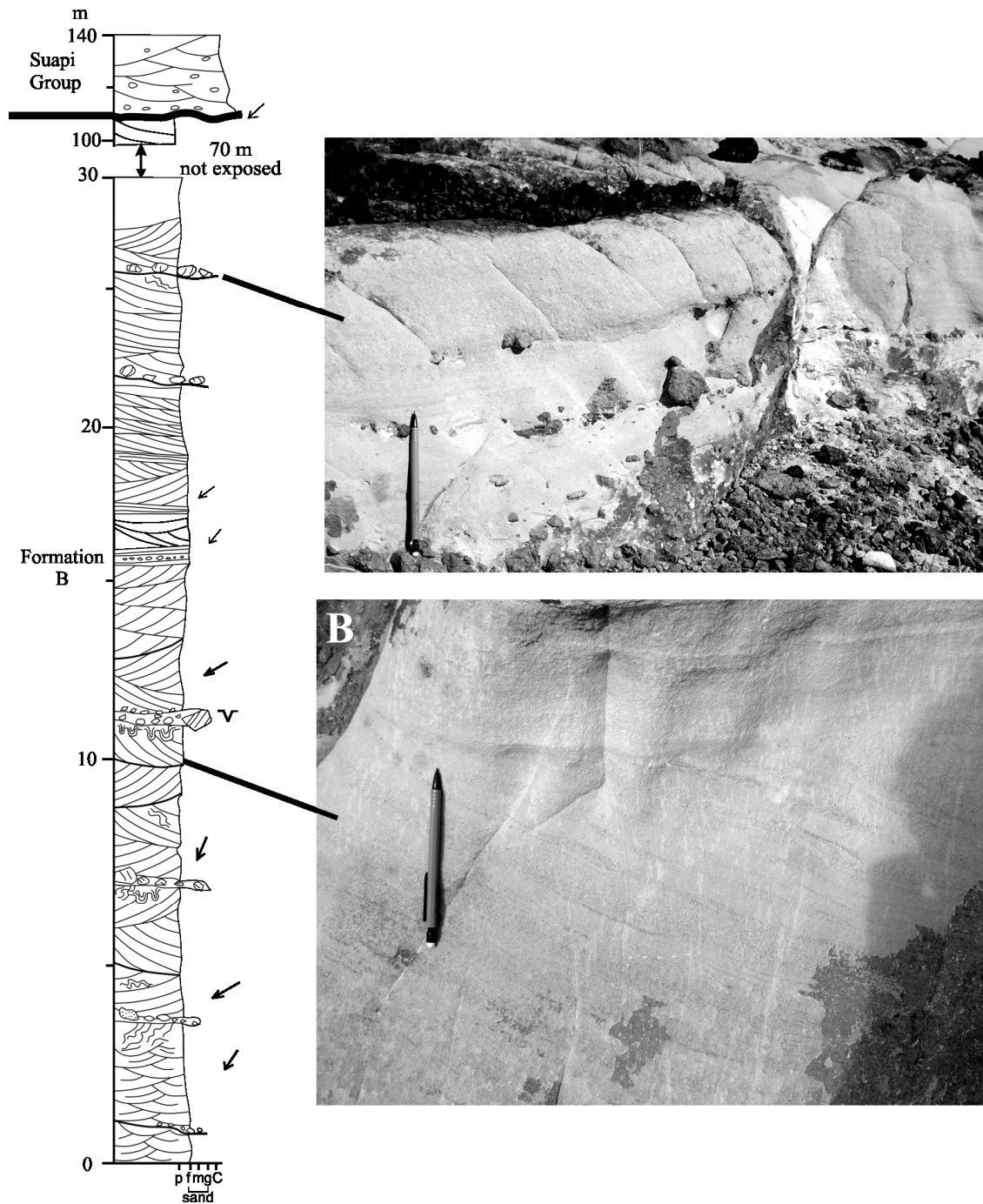


Figure 4.9. Profile of the lower part of Formation B in the Uiramutã region. The part of 70 m is badly exposed. A) Fine-grained sandstone with stone lines (sandstone clasts) separating sets. B) Trough cross-bedded sandstone showing alternate coarse and fine-grained foreset lamina. See legend in Figure 4.5.

4.6. PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION

4.6.1 Fluvial deposits (Formations A and B and Igarapé Paiva Formation)

Precambrian rivers predominantly develop braided channel patterns due to the lack of terrestrial vegetation. Even if abundant in Amazonia, specific characteristics of these deposits have been rarely discussed in this region with the exception of the study of Long (2002). Observations in vertical and lateral profiles yielded the following important attributes of the braided stream deposits of the Arai Group:

1. Occurrence of fine to coarse-grained, in part, pebbly sandstones and subordinate conglomerates, as well as rarely interbedded mudstone layers and mudstone clasts in the sandstones and conglomerates.
2. Conglomerates with incipient even-parallel and massive bedding.
3. Predominance of medium-scale trough cross bedding in sandstones indicating main paleoflow toward SW and secondary occurrence of tabular cross bedding, ripple bedding, even-parallel lamination, locally with parting lineation.
4. Presence of fining-upward cycles developed in fine to medium-grained cross-bedded sandstones overlain by ripple or even-parallel laminated fine-grained sandstones.
5. Occurrence of sedimentary deformations as convolute bedding.

These characteristics allow the following conclusions to be obtained for the fluvial deposits of the Arai Group.

1. The low variability of the paleoflow directions and the rare presence of mudstone layers interbedded in sandstone point to a fluvial system of low sinuosity and high energy. Successive floodings led to the erosion of mudstone layers and the formation of mudstone clasts.
2. The conglomerate deposits with incipient even-parallel and massive bedding are related to rapid sediment transport under conditions of high discharge and high bedload content. The conglomerate bedforms which develop under such conditions extend more rapidly downstream than build-up vertically forming longitudinal bars of low relief (Hein & Walker, 1977).
3. The common minimum depth of the sandy braided channels corresponds approximately to the height of the trough cross bedded sets estimated in 3 to 4 m. Shallow channel reaches may favour tabular cross bedding or even-parallel stratification in still shallower water with upper flow regime conditions.

4. The sedimentary deformation of cross strata is related to rapid aggradation and partial liquefaction of the sediment.
5. Fining-upward sandstone cycles are better developed in deeper than in shallow channels.

Differences in grain size between Formation A and Formation B in the Uiramutã region suggest a more proximal fluvial setting for the former and a distal setting for the latter formation.

Although more detailed observations of the sandy depositional facies are necessary, their features can provisionally compared with those of the modern South Saskatchewan River whereas the orthoconglomerates and associated pebbly sandstones may represent the products of deposition in shallower channels comparable with the Scott River model (Miall 1996). The principal bedforms of this river type are longitudinal bars (Miall 1996).

4.6.2 Coastal, tide-influenced deposits (Serra do Funil Formation)

The coastal deposits of the Serra do Funil Formation comprise sandstone/mudstone rhythmites interbedded with cross bedded fine-grained sandstones. The cross strata are characterized by systematically varying foreset thicknesses and occurrence of reactivation surfaces. Additionally, the foresets are covered with fine mudstone lamina which can develop couplets. The cross strata are interpreted to have formed under dominant tidal currents in channels from migrating dunes while mud drapes are related to slack water conditions and reactivation surfaces to subordinate tidal currents. An associated shallow environment, attributed to tidal plain, is derived from the occurrence of interference ripple marks, mud cracks and flaser and lenticular bedding.

4.7. UPPER LIMIT OF THE ARAI GROUP

The top of the Arai Group is marked by an expressive unconformity observed in the Serra do Tepequem and Uiramutã region. This erosional surface is overlain by diamond-bearing orthoconglomerates and pebbly quartz-arenites that are more than 100 m thick in the Uiramutã region while in the Serra do Tepequém only approximately 30 m are preserved (Figures 4.3, 4.5 & 4.9). The unconformity and the conglomerates can be extended to the Uiramutã region and allow to correlate deposits formerly included in the upper part of the Arai Formation (Reis & Yáñez, 2001) with the basal Suapi Group.

The deposits of the basal Suapi Group (Igarapé Cabo Sobral Formation) can be accompanied various kilometers in the field and by radar images. The white and pinkish orthoconglomerates occur in up to 2 m thick beds. Their clasts ranging from granules to pebbles are rounded to well-rounded and moderately sorted. They derived from quartz veins,

sandstones, jaspelite, siltstone and volcanic rocks. The matrix of the conglomerates consists of medium to coarse-grained sandstone. The orthoconglomerates are massive and can show normal and rarely inverse graded bedding. The fine to coarse-grained pebbly quartz-arenites commonly show medium-scale cross bedding. Subordinate structures include recumbent and planar cross bedding, even-parallel stratification with parting lineation, ripple bedding and water escape structures.

The depositional environment of the Igarapé Cabo Sobral Formation is attributed to a braided stream system.

4.8. FINAL REMARKS AND CONCLUSIONS

The Paleoproterozoic Arai Formation, lower unit of the Roraima Supergroup, is redescribed and raised to group status, based on facies and stratigraphic data obtained in the Serra do Tepequém and Uiramutã region, state of Roraima-Brazil. The Arai Group, approximately 400 m thick, overlies volcanic rocks of the Surumu Group (surface U1) and is discordantly covered (surface U2) with the Suapi Group. Previous studies in these regions have regarded the deposits of the former Arai Formation as fluvial in origin. However, our facies studies demonstrated that the upper formation of the newly defined Arai Group comprises fluvial deposits in the Uiramutã region and tide-influenced coastal ones in the Serra do Tepequém, both bounded by surface U2. Moreover, differences in grain size and hematite content are important lithostratigraphic features for subdividing the Arai deposits. In this new proposal, the former Upper Member of the Arai Formation, overlying surface U2, was inserted into the lower Suapi Group, named Igarapé Cabo Sobral Formation in the Serra do Tepequém Mountain.. So the Arai Group is formed by two formations, provisionally named A and B in the Uiramutã region, representative of a fluvial braided system, and Igarapé Paiva and Serra do Funil formations, characterizing fluvial braided (Igarapé Paiva Formation) and coastal, tide-influenced deposits (Serra do Funil Formation) in the Serra do Tepequém.

4.9. ACKNOWLEDGMENTS

This study was financed by CNPq (grant nº 473483-2004-1 to W.Truckenbrodt) and by CAPES that provided a graduate scholarship to L.A.Fernandes Filho. We thank CPRM-AM and UFPA for logistic support during the field work, also Nelson Reis and Paulo Motta for discussions in the field. The field work in Roraima would not have been carried out with so much ease without the invaluable assistance of the driver Luis Rodrigues (CPRM).

4.10. REFERENCES

- Aguerrevere, S.E., López, V.M., Delgado, O.C. Freeman, C.A., 1939. Exploración de la Gran Sabana. Rev. de Fomento, 3, 501-729.
- Anderson, C.W., Dunn, W.A., 1895. The Kaieteurian Conglomerate Prospection Expedition. Government. of British Guiana Admiralty Report, Georgetown.
- Barron, C.N., 1966. Notes on the stratigraphy of Central British Guiana. Conf. Geol. Interguianas, 6, Belém, Anais, 121-126.
- Borges, F.R., D'antona, R.J.G., 1988. Geologia e mineralizações da Serra Tepequém. Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais, 1, 155-163.
- Bouman, Q.C.; 1959. The Roraima Formation, Northern part of Territorio do Rio Branco. Belém, Petrobrás/Renor, Relatório Interno, 350-A, 17 p.
- Brown, C.B., Sawkins, J.G., 1875. Reports on the physical and economic geology of British Guiana. Longmass Green, London, 297 p.
- Castro, J.C., Barrocas, S.L.S., 1986. Fácies e ambientes deposicionais do Grupo Roraima. Petrobrás-Cenpes, Rio de Janeiro, 20p.
- Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? Earth and Planetary Science Letters, 163, 97–108.
- Connolly, H.J., 1925. Preliminary survey of the Mazaruni and Puruni diamond fields. Bull. Geol. Surv. Britsh Guiana, 1, 100 p.
- Dalton, L.V., 1912. On the geology of Venezuela. Geol. Mag., 9, 203-210.
- Dohrenwend, J.C., Yáñez, G.P., Lowry, G., 1995. Cenozoic landscape evolution of the southern part of the Gran Sabana, Southeastern Venezuela. Implications for the occurrence of gold and diamond placers. US geol. Soc. Bull., 2124K, 17 p.
- Fernandes Filho, L.A., 1990. Estratigrafia da Serra do Tepequém. Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, Anais, 1, 199-210.
- Fraga, L.M., 1999. Geologia Estrutural. In: CPRM (Ed.). Programa de Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Roraima. CPRM. Superintendência de Manaus, Capítulo 4, 117-128.

- Gansser, A., 1954. Observations of the Guiana Shield (S. America). *Eclogae geol. Helv.*, 47, 77-112.
- Gibbs, A.K., Barron, C.N., 1983. The Guiana Shield Reviewed. *Episodes*, 7, 4-18.
- Gibbs, A.K.; Barron, C.N., 1993 *The Geology of the Guiana Shield*. Oxford University Press, Oxford, 246p.
- Gurnis, M., 1988. Large scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature*, 332, 695–699.
- Hebeda, E.H., Boerlrijk, N.A.I.M., Preim, H.N.A., Verdurmen, E.A.T., Verschure, R.H., 1973. Excess radiogenic argon in Precambrian Avanaver dolerite in western Suriname (South America). *Earth and Planetary Sciences Letters*, 20, 189-200.
- Hein, F.J., Walker, R.G., 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided Kicking Horse River, British Columbia. *Can. J Earth Science*, 14, 562-570.
- Hoffman, P.F., 1992. Supercontinents. *Encyclopedia of Earth System Science*, vol. 4. Academic Press, London, 323–328.
- Long, D.G.F., 2002 Aspects of Late Palaeoproterozoic fluvial style: the Uairén Formation, Roraima Supergroup, Venezuela. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 33, 323-338.
- Miall, A.D., 1996. *The geology of fluvial deposits*. Springer, Berlin, 582 p.
- Montalvão, R.M.G., Muniz, M.B., Issler, R.S., Dall'agnoll, R., Lima, M.I.C., Fernandes, P.E.C.A., Silva, G.G., 1975. Geologia da Folha NA.20 – Boa Vista e parte das Folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.20 - Boa Vista e parte das Folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21. Rio de Janeiro, 1975. (Levantamento de Recursos Minerais, 8).
- Paiva, G., 1929. Geologia do alto Rio Branco. Traços principais. Relatório Anual do Serviço Geológico e Mineralógico. Rio de Janeiro, DNPM, 12-16.
- Pinheiro, S.S., Reis, N.J., Costi, H.T., 1990. Geologia da Região de Caburaí -nordeste de Roraima; Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, 1, 1-91.
- Plumb, K.A., 1991. New Precambrian time scale: *Episodes*, 14, 139-140.

- Preim, H.N.A., Boelrick, M.A.I.M., Herbeda, E.H., Verdurmen, E.A.T., Verschure, R.H., 1973. Age of the Precambrian Roraima Formation in Northeastern South America: evidence of isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic rocks in Surinam. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 1677-1684.
- Reid, A.R., 1972. Stratigraphy of type area of the Roraima Group, Venezuela. *Interguyana Geological Conference*, 9, Georgetown. *Proceedings*, 343-353.
- Reis, N.J., Fraga, L.M., 1999. Estratigrafia: Sinopse Estratigráfica. In: Fraga, L.M.(Ed.). Programa de Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas, --Brasília: CPRM, 1999. Relatório final, cap. 3.1, 15-17.
- Reis, N.J., Yánes, G., 2001. O Supergrupo Roraima ao da faixa de fronteira entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén – Monte Roraima). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 2, 113-144.
- Reis, N.J., Fraga, L.M., Faria, M.S.G., Almeida, M.E., 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *Géologie de la France*, 2-3-4, 121-134.
- Reis, N.J., Pinheiro, S.S., Carvalho, J.E., 1985. Subdivisão litoestratigráfica da Formação Suapi - Grupo Roraima - Território Federal de Roraima. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2, Belém, *Anais*, 1, 408-420.
- Reis, N.J., Pinheiro, S.S., Costi, H.T., Costa, J.B.S., 1990. A cobertura sedimentar proterozóica média do Supergrupo Roraima no norte do Estado de Roraima, Brasil: Atribuições aos seus sistemas deposicionais e esquema evolutivo da sua borda meridional. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal. *Anais*, 1, 66-81.
- Santos, J.O.S., D'antona, R.J.G., 1984. A Formação Arai e a subdivisão do Grupo Roraima. *Congresso Brasileiro de Geologia*. 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 1162-1173.
- Santos, J.O.S., 1985. A subdivisão estratigráfica do Grupo Roraima. *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2, Belém, *Anais*, 1, 421-431.
- Santos, J.O.S., Potter, P.E., Reis, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., 2003. Age, source and Regional Stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like Sequences in Northern South America, based on U-Pb Geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 115, 331-348.

- Santos, J.O.S., Reis N.J., Hartmann L.A., McNaughton, N.J., 2000. Age of Roraima Group and Roraima-like sequences in the Northern Amazon Craton. *Int. Geol. Congr.*, 31, Rio de Janeiro, Expanded Abstract.
- Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Lork, A., Baumann, A., 1994. Idade U/Pb do Magmatismo Uatumã no Norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil) Primeiros Resultados. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Camboriú, Anais, 2, 395-397.
- Snelling, N.J., McConnell, R.B., 1969 The geochronology of Guyana. *Geologie en Mijnbouw*, 48, 201-213.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 2004. A revolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Matesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Neves, B.B.B. (Orgs). *Geologia do Continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, BECA, 471-485.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldes, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A., 2000. *Tectonic Evolution of South America*, International Geological Congress, Rio de Janeiro, 31, 41-95.
- Teixeira, W., 1978. Significação tectônica do magmatismo básico e alcalino na região Amazônica. *Congresso Brasileiro de Geologia*, Recife, Anais, 1, 477-490.
- Worsley, T.R., Nance, D., Moody, J.B., 1984. Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years. *Marine Geology*, 58, 373–400.
- Yánez, G.A., 1972. Província geológica de Roraima; geologia estrutural y geomorfologia de su parte septentrional entre los rios Paragua y Caroni (Venezuela). *Congreso Geológico Venezolano*, 4, Caracas, Boletim 5, 372-374.
- Young, G.M., Long, D.G.F., Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., 2001. Paleoproterozoic Huronian basin: product of a Wilson cycle punctuated by glaciation and a meteorite impact. *Sedimentary Geology*, 141–142, 233–254.

CAPÍTULO 5 – DEFORMAÇÃO DAS ROCHAS SILICICLÁSTICAS PALEOPROTEROZOICAS DO GRUPO ARAI COMO EXEMPLO DE REATIVAÇÕES DE FALHAS DO EMBASAMENTO, SERRA DO TEPEQUÉM, RORAIMA, NORTE DO BRASIL.

Artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências

5.1 RESUMO

As rochas siliciclásticas da Serra do Tepequém são correlacionadas aos grupos Arai e Suapi, pertencentes ao Supergrupo Roraima de idade paleoproterozóica. A análise estrutural destas rochas revela que o acamamento exhibe arranjos com mergulhos preferencialmente para SE e NW, individualizados em domínios limitados por zonas de falhas oblíquas sinistrais com rejeitos normais e inversos, com direção NE-SW. Esta estruturação é formada por dobras forçadas quilométricas do tipo *kink bands* e *chevrons*. O novo arcabouço geométrico observado é característico de um ambiente de deformação de nível crustal raso a médio. A história tectônica é controlada por reativações de planos de fraqueza pré-existentes nas tramas antigas, dúcteis, do embasamento. Este modelo diverge dos modelos regionais prévios para a região que consideram as dobras existentes como produtos de ambiente dúctil sob tectônica colisional. Os resultados evidenciam a importância da presença de estruturas antigas do embasamento, relacionado ao Escudo das Guianas, como controladoras da geometria das rochas da Serra do Tepequém, em ambiente rúptil.

Palavras chaves: Serra do Tepequém, Paleoproterozóico, Grupo Arai, Análise estrutural, Dobras *kink bands*.

5.2 ABSTRACT

DEFORMATION OF PALEOPROTEROZOIC SILICICLASTIC ROCKS OF THE ARAI GROUP AS EXAMPLE OF BASEMENT FAULT REACTIVATIONS, SERRA DO TEPEQUÉM, RORAIMA, NORTHERN BRAZIL.

The Serra do Tepequém region comprises Paleoproterozoic siliciclastic rocks from the Arai and Suapi Groups, part of the Roraima Supergroup. Field data indicates that major sinistral oblique, normal and reverse NE-SW fault zones bound domains whose bedding dips mainly towards SE and NW. The structural setting is interpreted to have formed by regional scale forced folds represented by kilometre scale kink bands and chevron folds. The proposed framework is compatible with upper-to-middle crustal level. The studied faults were

controlled by reactivation of early ductile basement fabric. These findings differ from previous regional models based on folding under ductile conditions related to collisional tectonics. The results evidence the importance of Guiana Shield early basement structures in controlling the geometry of the brittle structures observed on the cover rocks on the Serra do Tepequém.

Keywords: Serra do Tepequém, Paleoproterozoic, Arai Group, Structural analysis, Kink band folds.

5.3 INTRODUÇÃO

O Escudo das Guianas (EG) constitui a porção norte do Cráton Amazônico, que representa extensa unidade tectônica localizada no norte da América do Sul, no Estado de Roraima, norte do Brasil (Almeida & Hasui 1984). Este escudo possui um dos maiores registros contínuos de rochas pré-cambrianas na América do Sul. Apesar disso ainda são necessários estudos em detalhe para o entendimento adequado de sua evolução geológica, atualmente baseada apenas em trabalhos de escala regional. Enquanto a maioria dos trabalhos de Geologia Estrutural na região enfoca as rochas do embasamento (Gibbs & Barron 1993; Lima *et al.* 1982, Costa *et al.* 1991, Fraga *et al.* 1998, Reis *et al.* 2003), são escassos os estudos envolvendo as coberturas vulcano-sedimentares (Braun 1973, Pinheiro *et al.* 1990, Fraga 1999). As pesquisas nestas coberturas são predominantemente de cunho litoestratigráfico, concentradas principalmente em áreas do Bloco Pacaraima onde ocorre exposição contínua dos depósitos siliciclásticos do Supergrupo Roraima. Os diversos fragmentos destas coberturas, expostos em morros testemunhos, são ainda pouco estudados do ponto de vista tectônico. A Serra do Tepequém, localizada ao norte do Estado de Roraima, com aproximadamente 90 km² de extensão e altitude entre 550 e 1100 m. é uma destas feições isoladas, e é o objeto deste estudo. A serra, particularmente, representa um testemunho de rochas paleoproterozóicas do Supergrupo Roraima, assentadas discordantemente sobre as rochas vulcânicas do Grupo Surumu (Figura 5.1). As rochas da sucessão sedimentar da serra são correlatas aos depósitos dos grupos Arai e Suapi, unidades basais do Supergrupo Roraima, e encontram-se parcialmente deformadas (Fernandes Filho 1990, Truckenbrodt *et al.* 2008). A estruturação destas rochas tem sido considerada como produto de deformação sinsedimentar ou atectônica (Fernandes Filho 1990), associada à tectônica compressiva regional (Reis & Carvalho 1996, Fraga *et al.* 1994a e 1994b, Fraga 1999), ou causada por blocos falhados associados a intrusões ígneas (Borges & D'Antona 1988). Até o momento o modelo de dobras holomórficas, cilíndricas, de escala quilométrica, tem persistido na maioria dos estudos

estruturais desta localidade. Neste trabalho, a análise geométrica-estrutural das rochas da Serra do Tepequém, em combinação com a interpretação de produtos de sensores remotos e, principalmente, no estudo de afloramentos, permitiu a indicação de um arranjo geométrico relacionado à rotação de camadas como resultado da reativação de zonas de falhas do embasamento, no Escudo das Guianas.

5.4 CONTEXTO GEOLÓGICO

5.4.1 Aspectos tectono-estruturais

A região da Serra do Tepequém, localizada no centro-norte do Escudo das Guianas, faz parte de domínios das províncias geocronológicas Maroni-Itacaiunas (2,2-1,95 Ga; Tassinari & Macambira 2004) e Tapajós-Parima (1.95-1.80 Ga; Santos *et al.* 2000), bem como do domínio litoestrutural Urariqüera (Reis *et al.* 2003). Esta região é marcada por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias do Grupo Surumu de 2.0-1.95 Ga (Tassinari *et al.* 2000, Schobbenhaus *et al.* 1994), sobrepostas pela sucessão sedimentar do Supergrupo Roraima. Tassinari *et al.* (2000) sugerem uma idade anterior a 2.3 Ga para o embasamento metamórfico de Roraima, constituído por terrenos de alto grau metamórfico da Província Maroni-Itacaiúnas, e interpretam o Bloco Roraima como uma bacia estável tipo *foreland*, marginal ao Cinturão Maroni-Itacaiúnas. O domínio Urariqüera, ao norte do Estado de Roraima, é caracterizado por lineamentos WNW-ESE a E-W e NW-SE, sendo este limitado pelo domínio Parima a oeste e pelo Cinturão Guiana Central ao sul (Figura 5.1A), com importantes *trends* estruturais E-W, WNW-ESE e NW-SE (Figura 5.2). A parte sul do domínio Urariqüera é caracterizada por rochas metassedimentares e metavulcânicas do Grupo Cauarane, enquanto na parte ao norte ocorrem rochas vulcânicas do Grupo Surumu, granitos da Suíte Pedra Pintada e da Suíte Saracura, bem como depósitos sedimentares do Supergrupo Roraima (Figuras 5.1B e 5.2).

Nas últimas décadas o Cinturão Guiana Central (CGC), com orientação NE-SW, tem sido considerado como a principal feição tectônica paleoproterozóica na região centro-norte do Escudo das Guianas (Gibbs & Barron 1993, Lima *et al.* 1982, Costa *et al.* 1991, Fraga *et al.* 1998, Reis *et al.* 2003). Recentemente, nesta mesma região, o CGC foi reinterpretado como uma megaestrutura sinuosa NW-SE/NE-SW/NW-SE, denominada Cinturão Cauarane-Coeroeni - CCC (Fraga 2002, Fraga *et al.* 2008a e 2008b, Fraga *et al.* 2009), retomando idéias de trabalhos anteriores (Barron 1966, Kroonenberg 1976, Berrangé 1977). Segundo Fraga *et al.* (2008a e 2008b) durante o desenvolvimento deste cinturão ocorreu o principal evento tectono-termal (~2.0 Ga) responsável pela geração de importantes estruturas dúcteis de alta

temperatura nas rochas do embasamento, que foram posteriormente reativadas. O Episódio K`Mudku (~1.1 -1.2 Ga; Barron 1966), como evento deformacional subsequente, afetou também esta parte do escudo. Vários autores referem-se a este episódio como responsável pela formação de importantes estruturas, como dobras, falhas, fraturas e zonas de cisalhamento presentes nas rochas deste segmento (Borges & D'Antona 1988, Fernandes Filho 1990, Fraga & Reis 1994, Fraga *et al.* 1994a e 1994b, Fraga 2010).

Borges & D'Antona (1988) descreveram as rochas da Serra do Tepequém como um sinclínio assimétrico de direção NE-SW e caimento para SW, cortado por fraturas NW-SE e NE-SW, e subordinadamente NNE-SSW, NNW-SSE e E-W. Para estes autores, as dobras, cujos eixos se dispõem paralelos e coincidentes às falhas, foram classificadas como dobras longitudinais. Fernandes Filho (1990) identificou na serra um sinclínio, subdividido em braquissinclinais e braquianticlinais assimétricos, abertos, de direção geral N75°E, cuja origem foi atribuída à compactação diferencial. Este autor descreveu também zonas de falhas marcadas por foliação cataclástica, preferencialmente subvertical, de direção geral N65°E, como produto de tectonismo regional, com encurtamento próximo a N65°-75°W. Fraga *et al.* (1994a e 1994b) descreveram a Serra do Tepequém como formada por camadas dobradas em sinformais e antiformais suaves, com eixos na direção E-W e ENE-WSW, sem desenvolvimento de foliação. Esta estruturação foi relacionada à reativação de falhas normais da então denominada “Bacia Tepequém”. Fraga *et al.* (1994a) referem-se ao episódio K`Mudku como compressivo, responsável pelo desenvolvimento de feixes de cavalgamentos de direção E-W, ENE-WSW que imprimem texturas miloníticas nas rochas vulcânicas adjacentes, e, clivagens nas rochas sedimentares da serra. Com base em mapeamento geológico, Fraga (2010) sugeriu três fases de reativações de estruturas antigas do embasamento, tendo a terceira, em torno 1.2 Ga, controlado a evolução dos dobramentos, encontrados nas rochas vulcânicas do Grupo Surumu e sedimentares da Serra do Tepequém, através da atuação de tectônica transpressional com compressão principal na direção N15W.

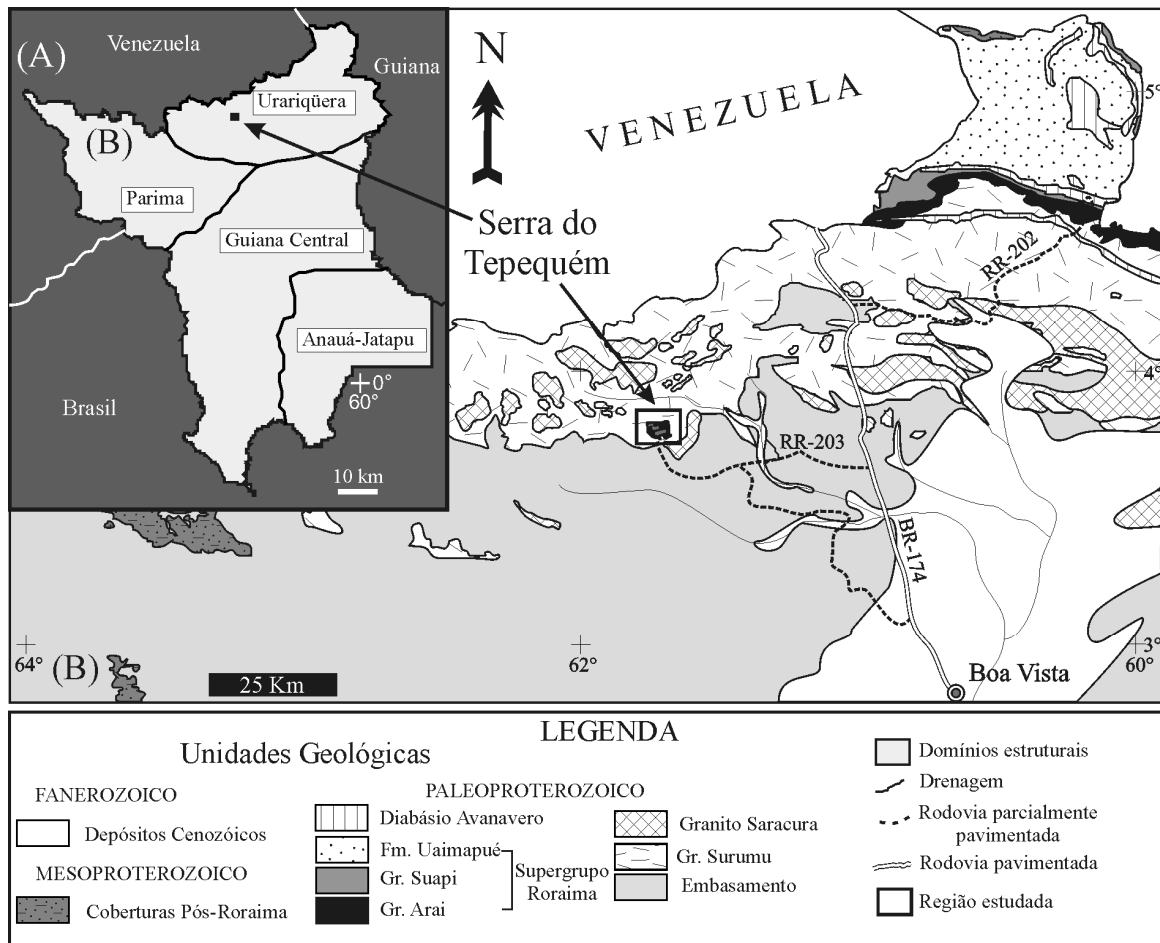


Figura 5.1: A) Domínios estruturais do Estado de Roraima, e B) mapa geológico simplificado da região norte do Estado de Roraima com destaque para a Serra do Tepequém. Fonte: (Modificado de Fraga *et al.* 1999).

5.4.2 Litoestratigrafia do Grupo Arai

Bouman (1959) utilizou, pela primeira vez, a denominação Membro Arai para agrupar rochas constituídas preferencialmente de quartzo-arenitos, com matriz micromicácea, intercalados a conglomerados e siltitos. A seção tipo da unidade foi definida na serra homônima, no Bloco Pacaraima (BP), próximo da fronteira Brasil-Venezuela. Montalvão *et al.* (1975) propuseram a elevação deste membro à categoria de Formação Arai, em concordância com Reid (1972). Em estudos realizados nos depósitos da Serra do Tepequém, Borges & D'Antona (1988) correlacionaram estas rochas com a Formação Arai, subdividindo-as nos membros Paiva, Funil e Cabo Sobral. Fernandes Filho (1990), por sua vez, subdividiu a sucessão nos Membros Inferior e Superior, correlacionando-os com a Formação Arai de Pinheiro *et al.* (1990). Reis & Carvalho (1996), Reis & Fraga (1999) concordaram com a subdivisão de Borges & D'Antona (1988), mas não admitiram a

correlação direta com a Formação Arai na seção-tipo. Definiram como Formação Tepequém a sucessão sedimentar isolada da serra homônima, estimada a espessura de 210 m para o pacote sedimentar. Esta sucessão foi interpretada por Borges & D'antona (1988) como depósitos de leques aluviais, eólicos e fluviais intercalados com fácies lacustre. Fernandes Filho & Nogueira (2003), Fernandes Filho *et al.* (2008) e Truckenbrodt *et al.* (2008) descreveram, além de depósitos fluviais, fácies costeiras com estruturas de maré e onda, demonstrando que os depósitos da serra são oriundos de uma bacia mais ampla. Além disso, correlacionaram-os com aqueles do Bloco Pacaraima, incluindo-os como formações dentro do agora chamado Grupo Arai.

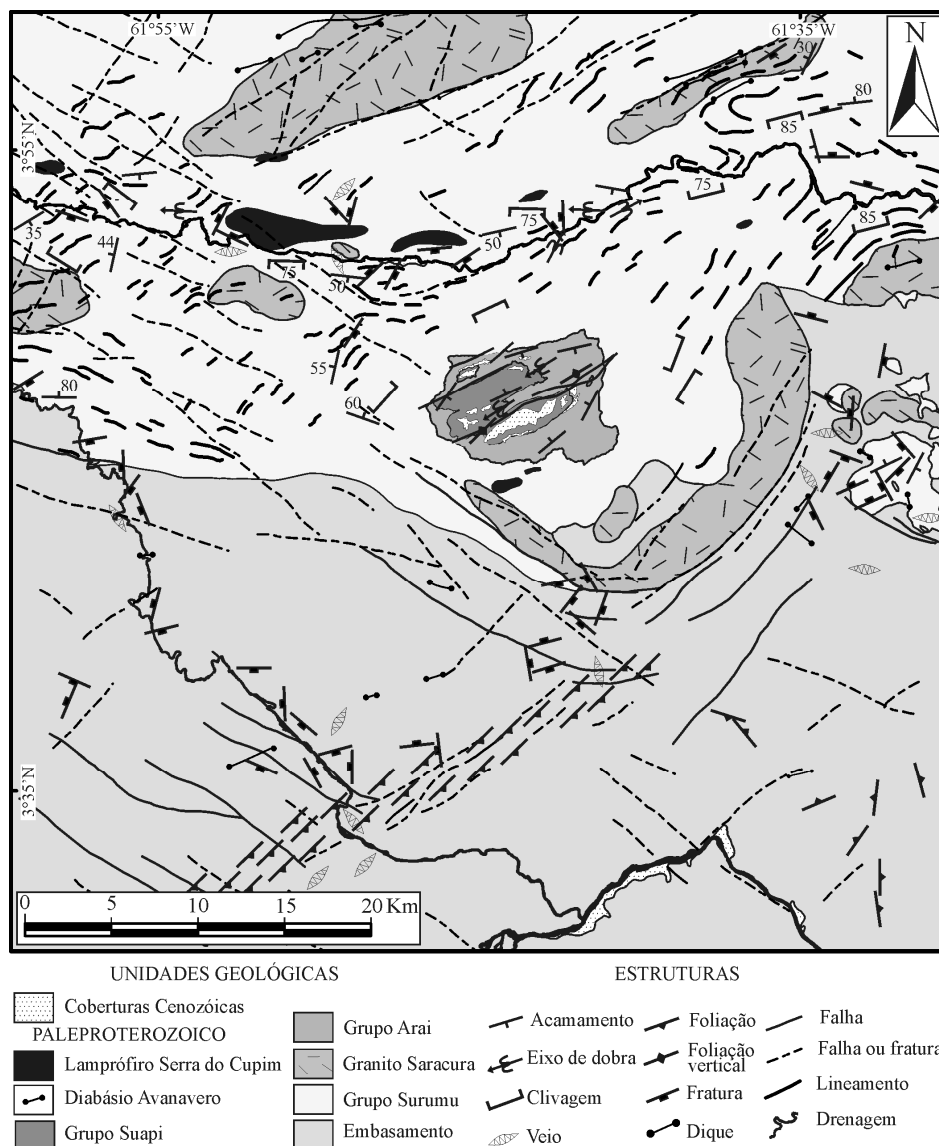


Figura 5.2: Mapa geológico simplificado da região da Serra do Tepequém representando parte de uma cobertura sedimentar paleoproterozóica assentada sobre rochas vulcânicas do Grupo Surumu. Fonte: (Modificado de Fraga *et al.* 2010).

5.5 OS DEPÓSITOS SILICICLÁSTICOS DA SERRA DO TEPEQUÉM

A sucessão siliciclástica paleoproterozóica da Serra do Tepequém constitui dois megaciclos granodecrescentes ascendentes de depósitos fluviais e costeiros, representados por arenitos, conglomerados, pelitos e ritmitos arenito/pelito incluídos nos grupos Arai e Suapi (Figura 5.3). A distribuição destas unidades na serra é mostrada no mapa geológico da Figura 5.4.

O primeiro megaciclo compõe o Grupo Arai com depósitos fluviais proximais da Formação Igarapé Paiva na base, assentados sobre superfície erosiva (D1). São constituídos de conglomerados polimíticos, arenitos grossos a médios, com abundante estratificação cruzada acanalada, e pelitos subordinados marcando o topo de cada ciclo. Estas rochas estão expostas na cachoeira do Funil, no desvio do igarapé Cabo Sobral – chamado “tilin”-, nas regiões E e SE da serra, bem como a montante do igarapé Paiva (Figuras 5.3 e 5.4).

Em contato gradual sobrepõem-se depósitos fluviais influenciados por maré e onda, depósitos de planície de maré e canal de maré, pertencentes à Formação Serra do Funil, e constituídos de arenitos finos a médios, pelitos e ritmitos arenito/pelito. Estratificação cruzada acanalada com pelitos nos limites dos *sets*, estratificação cruzada de baixo ângulo, estratificação cruzada *swaley*, acamamento *flaser*, *wavy*, *linsen* e bandamento de maré são estruturas sedimentares encontradas. Estes depósitos estão bem expostos em cortes de estrada nas encostas dos morros próximos a Cachoeira do Funil, e nas voçorocas no interior da serra (Figuras 5.3 e 5.4).

O segundo megaciclo compreende depósitos fluviais do topo da sucessão da Serra do Tepequém, os quais são incluídos na Formação Igarapé Cabo Sobral, base do Grupo Suapi, e constituídos de arenitos seixosos a grossos e conglomerados oligomíticos. Estes depósitos estão bem representados no topo dos morrotes da serra, a exemplo do Morro da Antena. O limite estratigráfico entre ambos os grupos é discordante, marcado por superfície erosiva (D2) entre os depósitos costeiros da Formação Serra do Funil e os fluviais da Formação Igarapé Cabo Sobral (Figuras 5.3 e 5.4).

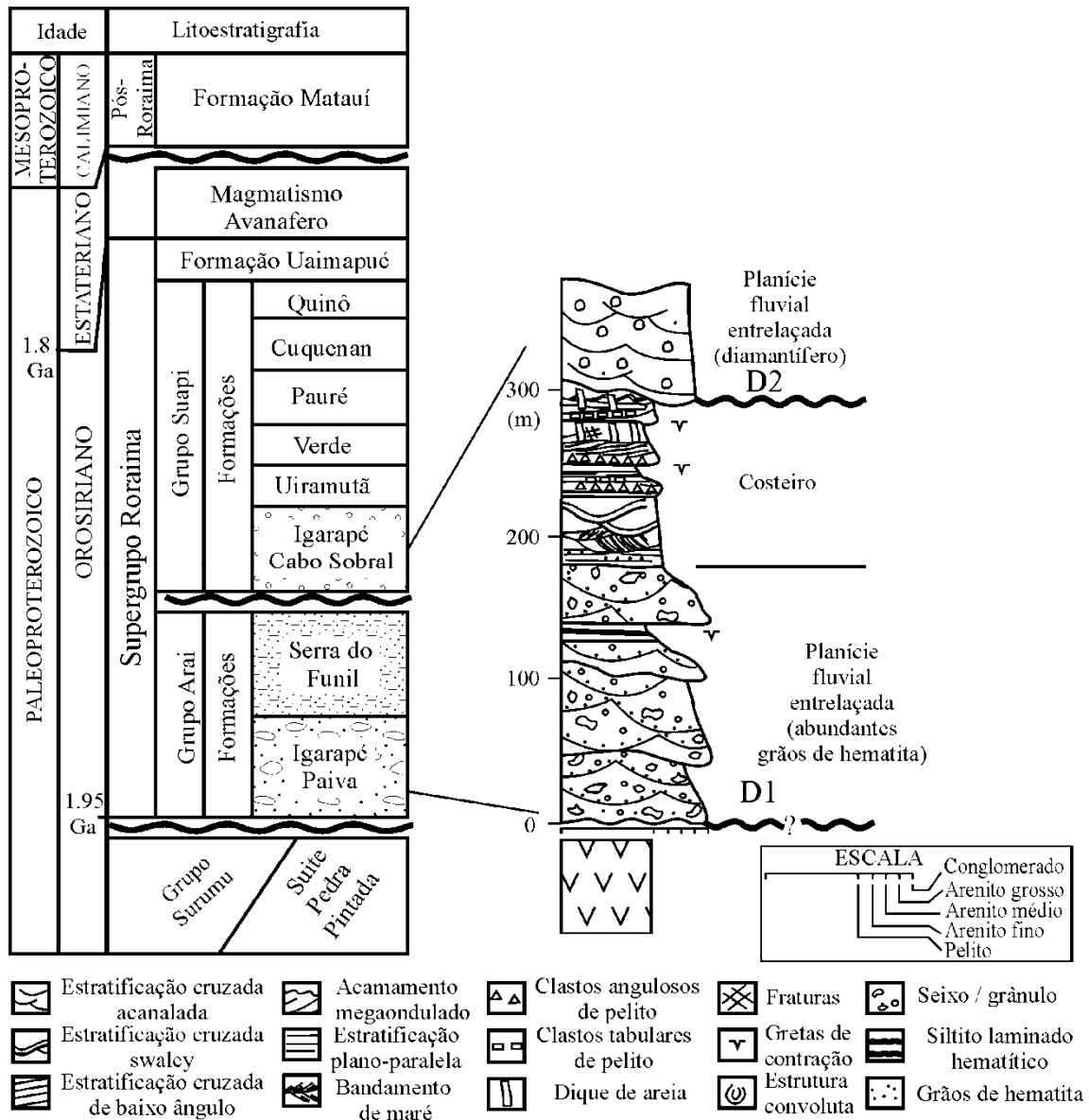


Figura 5.3: Coluna estratigráfica do Superggrupo Roraima na Serra do Tepequém. Fonte: (Modificada de Santos *et al.* 2003).

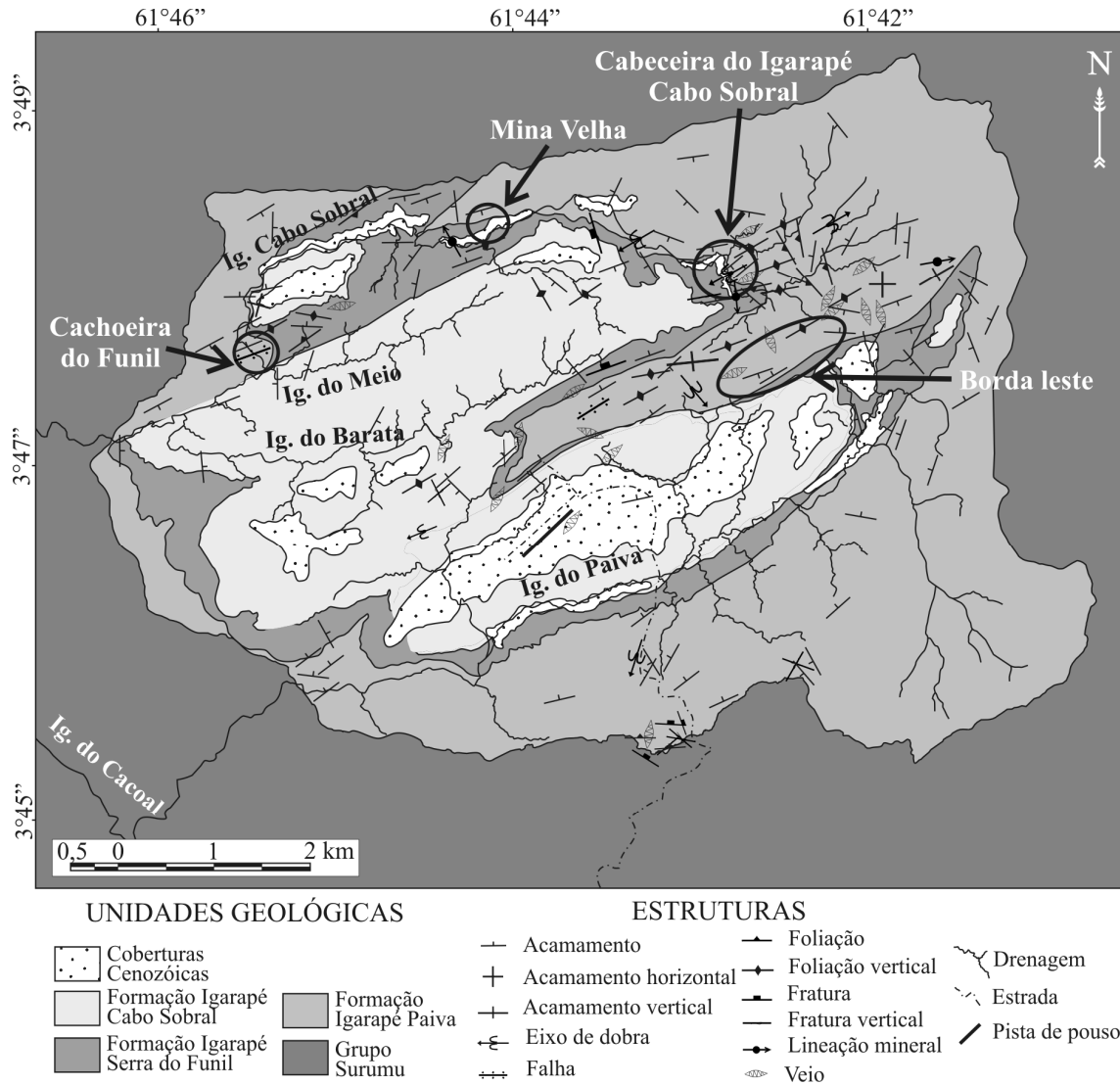


Figura 5.4: Mapa geológico da Serra do Tepequém e localização dos perfis estudados (setas).

5.6 ANÁLISE DAS ESTRUTURAS EM PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS

A Serra do Tepequém apresenta, em imagens de sensores, uma forma aproximadamente romboédrica arredondada, com bordas fortemente orientadas nas direções ENE-WSW e secundariamente NNW-SSW (Figura 5.5).

Em escala regional, a área onde está inserida a serra apresenta lineamentos com direções NE-SW, NW-SE, e secundariamente E-W, N-S e NNW-SSE. Estas estruturas estão impressas nas rochas vulcânicas do Grupo Surumu, nos granitos da Suite Intrusiva Pedra Pintada, nas rochas sedimentares do Supergrupo Roraima e nos granitos da Suite Intrusiva Saracura (Figura 5.2).

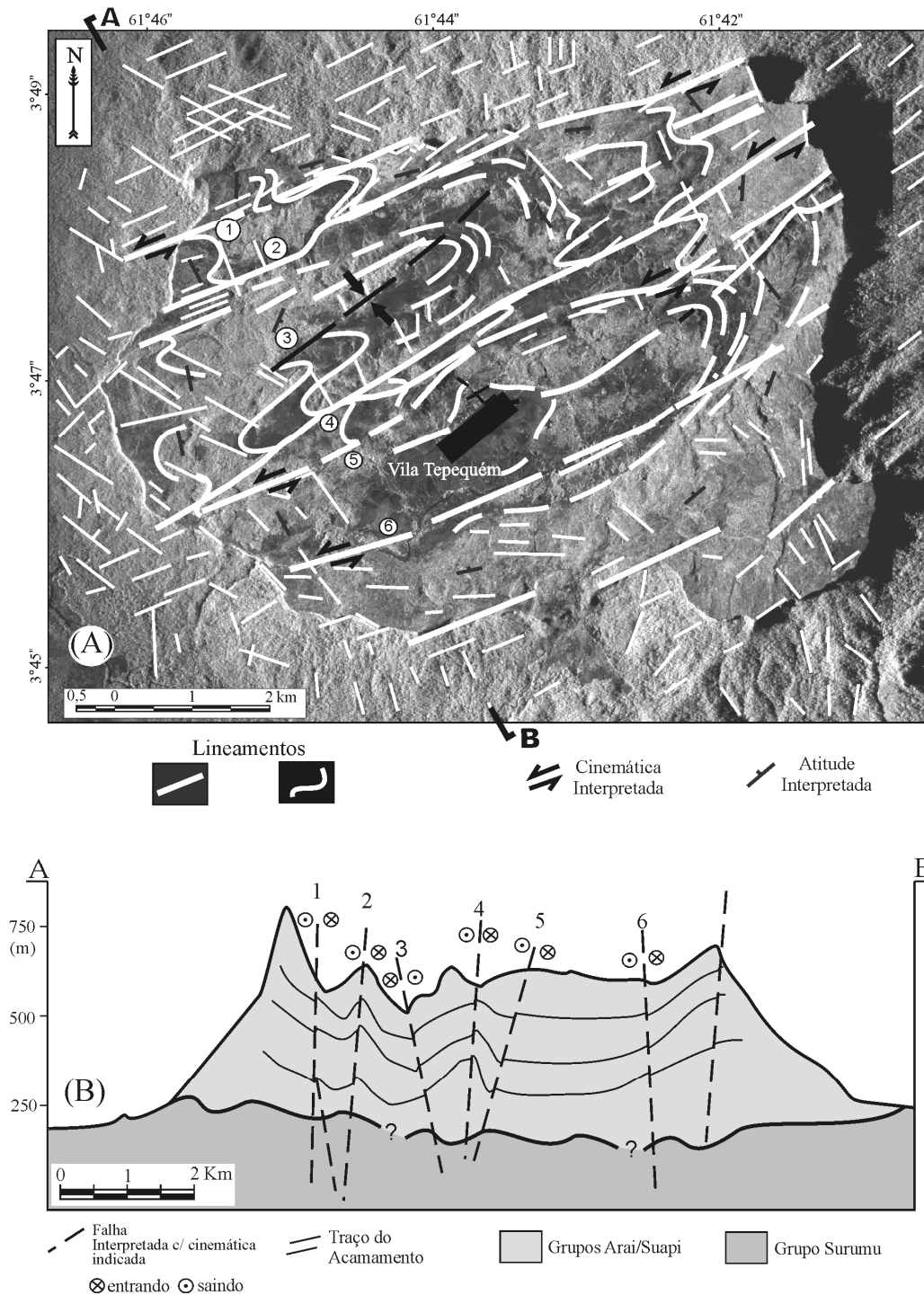


Figura 5.5: A) Lineamentos fotogeológicos da Serra do Tepequém e entorno, interpretados a partir de imagem de radar tipo SAR. Notar lineamentos nas direções NE, NW e, subordinadamente, EW e NS, bem como os curvos, indicativos de dobras. Os lineamentos principais seccionam a serra na direção NE com espaçamentos em torno de 2 km e foram interpretados como falhas direcionais sinistrais. B) Seção geológica esquemática A-B indicando a posição de falhas responsáveis pelo basculamento das camadas, desenhando dobras tipo *kink bands* e em *chevron*. Os números indicados correspondem às falhas mostradas na seção.

Os lineamentos na direção NW-SE, observados predominantemente na porção oeste da área, formam um feixe que se prolonga para o sul, e controlam as bordas sudoeste e oeste das serras do Tepequém e Aricamã, junto com os lineamentos de direção E-W (Figuras 5.2 e 5.5). Nas bordas sudeste e leste da Serra do Tepequém nota-se a ocorrência mais pronunciada dos lineamentos de direção NE-SW e N-S; em relação à borda ao norte, em padrão serrilhado, observa-se a influência de lineamentos NW-SE e NE-SW (Figura 5.5). Ao norte da Serra do Tepequém, sobre o embasamento, observa-se uma faixa de lineamentos de direção NE-SW, não observada na região sul que se projeta sobre os domínios das rochas sedimentares (Figuras 5.2 e 5.5). Nestas rochas predominam lineamentos NE-SW, que controlam morrotes com cotas altimétricas relativamente mais baixas, e alinham as drenagens com cachoeiras.

Os lineamentos NE-SW, projetados sobre o embasamento, dividem a Serra do Tepequém em setores, sendo o principal aquele associado ao bloco que soergue as bordas leste e sudeste da serra, com altitudes de até 1100 m, expondo conglomerados fluviais e arenitos. Os lineamentos que se prolongam em direção à borda sudoeste separam os setores do Paiva e do Cabo Sobral (Figuras 5.2 e 5.5). Os lineamentos de direção NW-SE são observados em toda a serra, sendo mais comuns nos extremos oeste, nordeste e sudeste, enquanto os lineamentos de direção E-W estão melhor registrados no extremo sul (Figura 5.5). Um *trend* secundário de lineamentos de direção NW-SE pode ser observado na porção oeste da serra truncando os lineamentos principais NE-SW.

A serra, ao ser vista em imagens de sensores, notadamente em imagens de radar (Figura 5.5), tem a particularidade de mostrar padrões de lineamentos curvos interpretados como sinformes e antiformes quilométricos, cortados pelas descontinuidades NE-SW, com fortes indicativos de componente cinemático direcional sinistral. A interpretação desta cinemática é corroborada pela falta de continuidade lateral e supressão de unidades geológicas em mapa (Figura 5.4).

Na imagem interpretada (Figura 5.5), observa-se um conjunto de três dobras quilométricas com eixos de direção NE-SW e caimento para SW, desenhando em mapa um “M” suavemente assimétrico, composto por dois sinformes e um antiforme central, este último transposto por lineamentos NE-SW anastomóticos. As dobras interpretadas ocupam restritamente o espaço cartográfico da serra, não sendo observadas nas áreas arrasadas adjacentes, correspondentes às rochas do embasamento.

Os lineamentos, NE-SW, associados às dobras, ao contrário, transpõem os limites da serra, sendo, portanto comuns aos dois terrenos distintos: embasamento, com topografia baixa

e plana, e cobertura sedimentar no domínio da serra. A seção esquemática da Figura 5.5B representa a presença das dobras e sua possível relação com as rochas do embasamento.

5.7 ESTRUTURAS TECTÔNICAS EM AFLORAMENTOS

As principais estruturas tectônicas impressas nas rochas da Serra do Tepequém são falhas, fraturas, veios, dobras, foliação e lineação.

As zonas de falhas, de maior escala, seccionam a serra na direção NE-SW. Estas zonas mostram continuidade no embasamento (Figura 5.5), como foi discutido anteriormente com relação aos lineamentos nos sensores.

Em campo, as rochas apresentam camadas com mergulhos variáveis, fraturadas, com indicação de deslocamentos entre blocos, dobras forçadas e dobras de arrasto, veios em fraturas de tensão e em padrões *en echelon* em *tension gashes*. É possível ainda observar, localmente, uma discreta foliação anastomótica com uma lineação construtivas subordinada.

Indicadores cinemáticos de trama são raramente encontrados, provavelmente devido à granulometria relativamente grossa das rochas, restringindo-se a rotação de planos de acamamento, assimetria de veios, e na presença de dobras de arrasto.

O acamamento, na maioria das vezes, não é facilmente discernível no campo em função da presença de depósitos siliclásticos grossos com estratificação cruzada acanalada, nos quais os limites de *sets* representam superfícies erosivas, não horizontais, e não deposicionais na sua origem. Por sua vez, camadas de pelito, ideais para este propósito, ocorrem apenas localmente nas fácies fluviais, sendo mais freqüentes nos depósitos costeiros.

5.7.1 Zonas de Falhas

As zonas de falhas formam faixas com largura variando de dois a dezenas de metros, sendo contínuas por quilômetros e caracterizadas pela presença de foliação cataclástica espaçada milimétrica a sub-milimétrica, anastomótica, com veios de quartzo leitoso, apresentando predominantes mergulhos altos a sub-verticais (Figuras 5.6, 5.7, 5.8, 5.9 e 5.10).

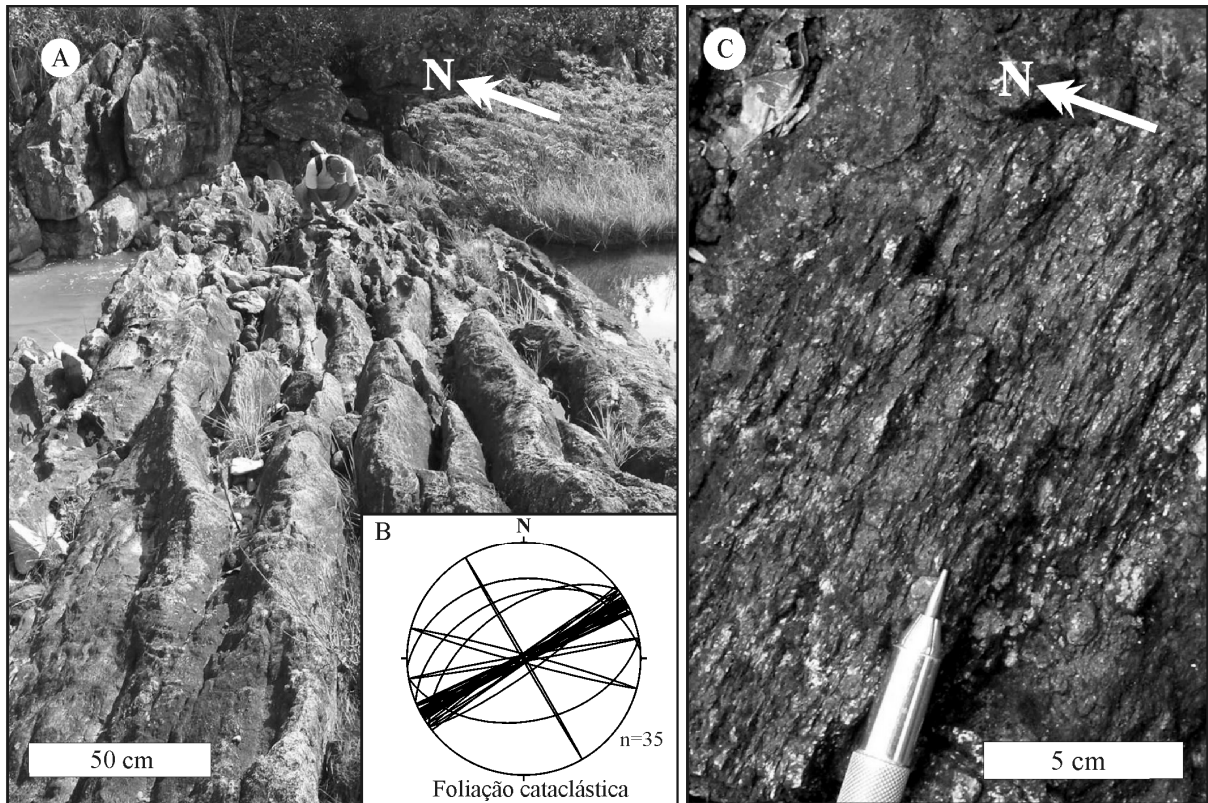


Figura 5.6: A) Aspecto da foliação cataclástica desenvolvida em arenitos da fácies fluvial realçada por sulcos decorrentes da dissolução e erosão, região da Mina Velha; B) Estereograma para planos de foliação cataclástica mostrando direção preferencial ENE-SWW com fraco espalhamento decorrente das variações do mergulho e C) Detalhe da foliação cataclástica em arenitos.

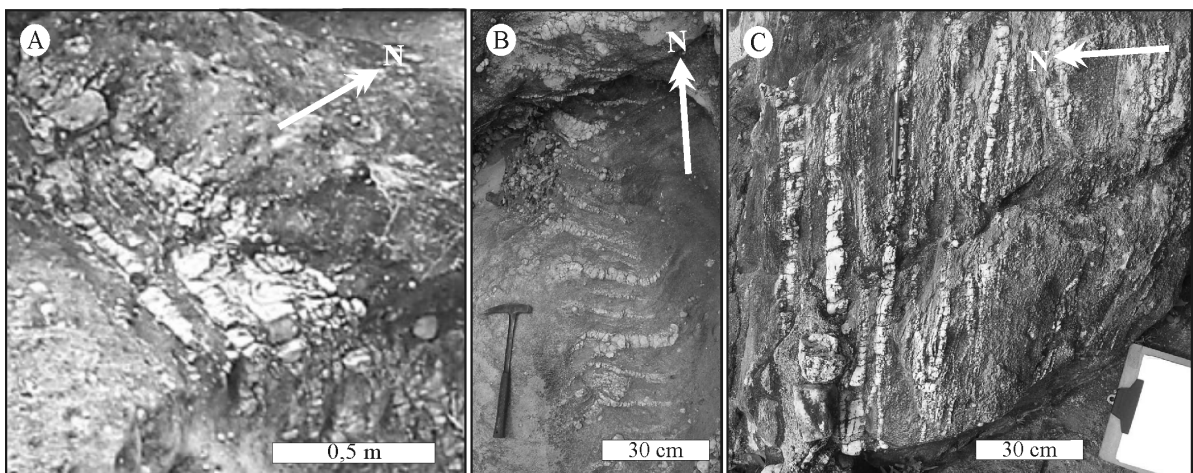


Figura 5.7: Padrões de veios de quartzo leitoso observados na área a montante do igarapé Cabo Sobral (veja mapa Figura 4). A) Veios tabulares centimétricos em arranjos intraestratais; B) Arranjos de veios *en echelon* em *tension gash* com indicação de cinemática sinistral; C) Veios subverticais, acompanhando conjuntos de fraturas T que trunca as camadas de arenitos.

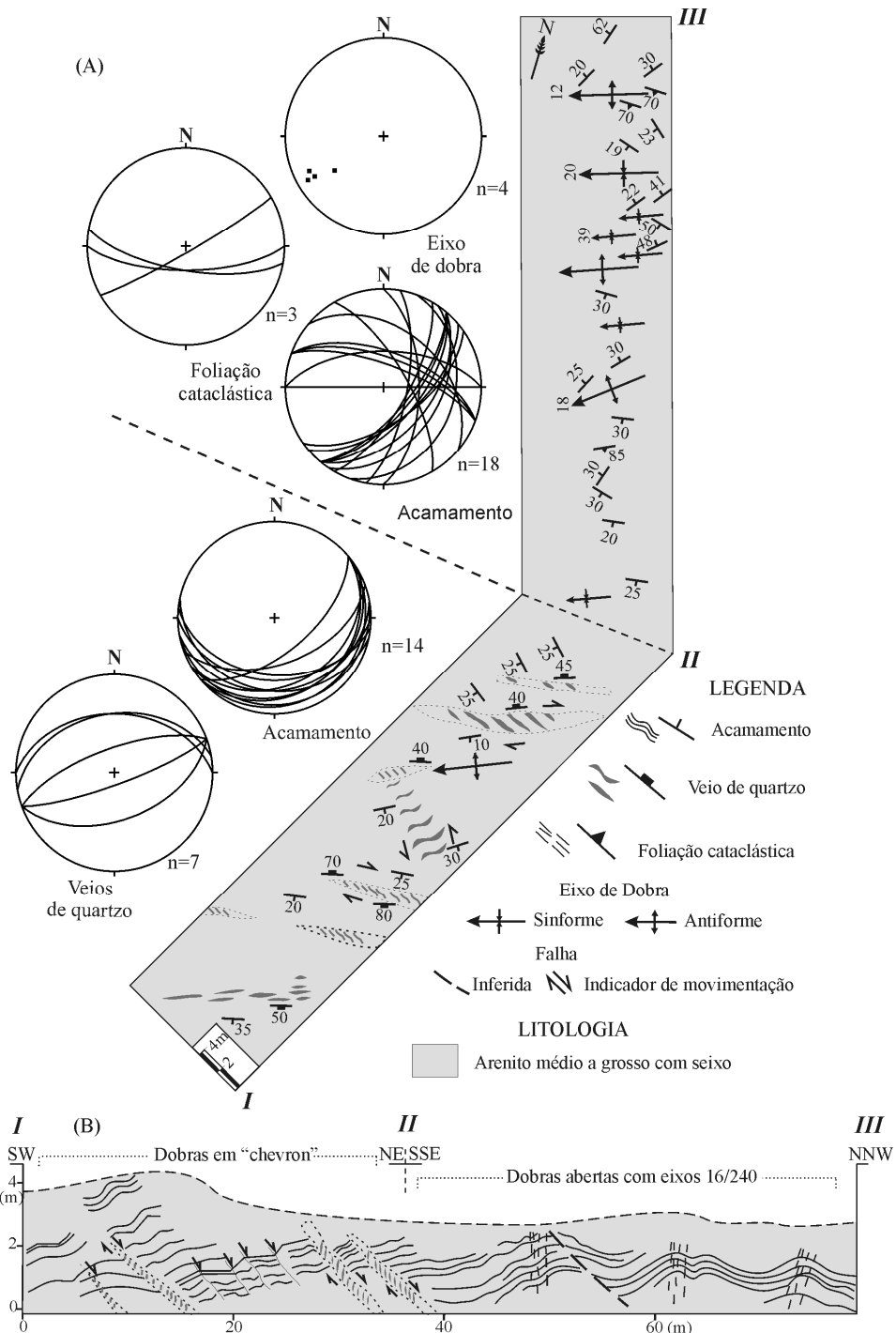


Figura 5.8: Distribuição de dobras e falhas perfil a montante do igarapé Cabo Sobral, nordeste da Serra do Tepequém (Figura 5.3), A) em mapa e B) em perfil. Na porção NNW do perfil, o acamamento desenha dobras seccionadas por zonas de foliação cataclástica em posição plano axial. Na parte SW do perfil predominam falhas normais, que deslocam o acamamento desenhando dobras em *chevron*. Na porção norte do mapa o acamamento desenha dobras com eixos em posição aproximadamente E-W. Ao sul são observados pares conjugados de zonas de cisalhamento com cinemática sinistral e dextral subparalelas ao eixo de dobra. Ambas as zonas estão associadas a veios de quartzo leitoso com arranjos *en echelon*.

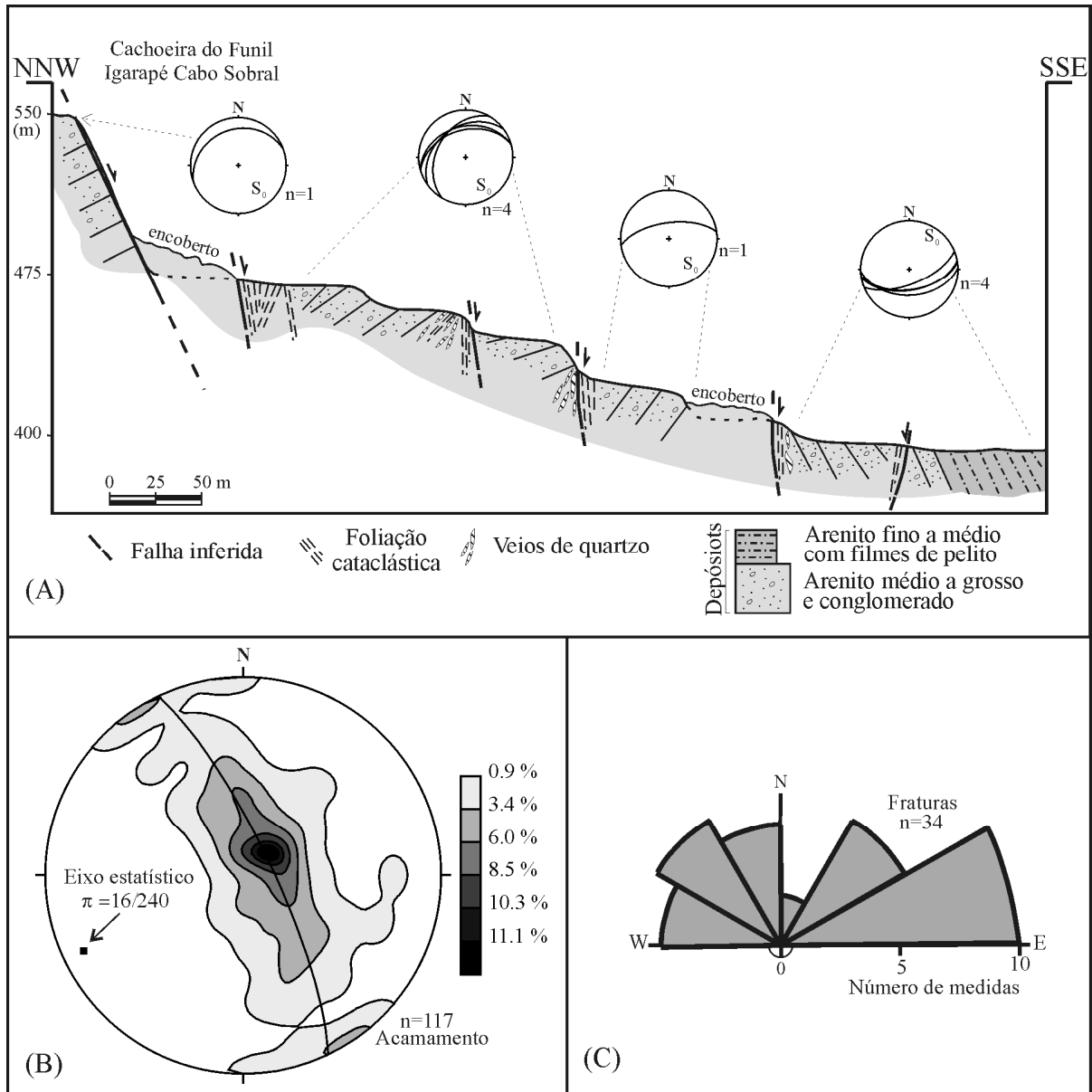


Figura 5.9: A) Seção geológica na Cachoeira do Funil, noroeste da Serra do Tepequém. O acamamento exibe variações no mergulho em diferentes blocos separados por falhas normais, geralmente associadas com veios de quartzo leitoso. B) Diagrama estereográfico de contorno (máxima de concentração > 11%) para o acamamento desenhando guirlanda indicando eixo π em torno de $16^\circ/240^\circ\text{Az}$. C) Diagrama de roseta para fraturas, mostrando orientações preferencialmente para SSW e NE.

Zonas de fraturas ocorrem com direção predominante NE-SW e secundariamente NW-SE. As fraturas nos arenitos apresentam praticamente todas as direções (Figura 5.9C). Quando ocorrem em baixa frequência, possuem direções principais NE-SW e NNW-SSE e secundariamente WNW-ESE, todas geralmente apresentando mergulhos altos a subverticais (Figura 5.9C). Na maioria das vezes ocorrem em feixes e pares conjugados de fraturas, fazendo entre si ângulos aproximadamente retos.

A foliação, do tipo cataclástica, é levemente sinuosa, penetrativa, com espaçamento milimétrico a centimétrico. É melhor desenvolvida nas rochas de granulometria mais fina, como pelitos e arenitos finos, mas também está presente em arenitos grossos com seixos e conglomerados, marcada localmente pela imbricação planar de seixos estirados. A atitude predominante dessa foliação é ENE, com mergulhos acima de 80°, contudo direções E-W e planos com mergulhos menores são também encontrados (Figura 5.6C). Embora a foliação seja relativamente forte nas rochas investigadas, não é penetrativa em todas as rochas, tornando-se mais comum próximo as zonas de falhas onde concentra-se em faixas relativamente longas (com dezenas de quilômetros) e com largura de dezenas até poucas centenas de metros (Figura 5.6A). É bem mais expressiva na região central da serra, onde as imagens de sensores indicam a maior intensidade de partição das dobras (Figuras 5A e 6A).

Os veios de quartzo, com posição oblíqua em relação às bordas das zonas de falhas, apresentam espessuras variando de milímetros a poucas dezenas de centímetros, com comprimentos métricos. Ocorrem desde vênulas até veios de grande porte, sub-paralelos entre si, retos ou sinuosos (Figura 5.7). Estes veios, em planta, mostram-se subparalelos às zonas de falhas, mas em perfil apresentam mergulhos de 50° a 70° (Figura 5.7A).

Além dos veios tabulares (Figura 5.7C), ocorrem ainda famílias de veios descontínuos *en echelon*, com assinatura em “Z”, indicativa de componente cinemático dextral associado às zonas de falhas normais. Em planta, os pares conjugados de veios *en echelon* exibem assinaturas em “Z” e “S” (Figura 5.7B).

Nas seções investigadas ao longo do Igarapé Cabo Sobral, na Cachoeira do Funil (Figura 5.9A), e a montante do igarapé (Figura 5.8), observa-se o efeito das zonas de falha sobre o acamamento, marcados pela presença de conjuntos de falhas normais com atitudes em torno de NE-SW com mergulhos variáveis de 20° a 70° para NW.

Na seção da Cachoeira do Funil (Figura 5.9A), as falhas normais, espaçadas entre 30 a 50 m, ocasionam rotações anti-horárias e horárias no acamamento, gerando dobras em *chevron* de até poucas centenas de metros. Em geral, o acamamento tem direção ENE-SSW, mas seu mergulho, em consequência das falhas, mostra ângulos de 35-63° ora para NNW ora para ESE.

A montante do Igarapé Cabo Sobral (Figura 5.8), na região nordeste da serra, é possível observar o efeito das falhas normais sobre o acamamento de arenitos com a formação de dobras e veios. O acamamento nos arenitos grossos tem direção variando entre NE-SW, E-W e NW-SE, e mergulho entre 10-50°; é deslocado por falhas normais com direção em torno de ENE-WSW e mergulhos de 40-80° para NNW e SSW. O efeito destas falhas sobre o

acamamento produz dobras em *chevron* e dobras flexurais abertas a suaves, com foliação cataclástica discreta em posição plano axial N30E/85NE; associados ocorrem *tension gashes*.



Figura 5.10: Dobras em arenitos da Formação Igarapé Cabo Sobral, na região do igarapé homônimo. A) Antiforma assimétrica, associada com veios de quartzo intraestratal. B) Antiforma e sinforma paralelas simétricas, apresentando foliação plano axial vertical.

Os pólos de 117 medidas de acamamento, plotados em diagrama de contorno, mostram guirlanda indicativa da presença de dobras (Figura 5.9B).

O acamamento mostra-se deformado por rotação próximo as zonas de falha NE-SW, onde se apresenta com ângulos altos de mergulho ou até mesmo na posição vertical, a exemplo da região da cachoeira do Funil (Figura 5.9A). O acamamento pode ainda desenhar dobras de arrasto e em *kink bands*, como a montante do igarapé Cabo Sobral (Figura 5.8).

5.7.2 Dobras

As dobras presentes são do tipo *chevron* e *kink bands* e raramente flexural. Têm dimensões decimétricas à quilométricas, e são abertas e paralelas. As dobras maiores, quilométricas, já discutidas anteriormente, foram interpretadas a partir das imagens de sensores.

As dobras, de escala decimétrica a métrica, são assimétricas, suaves a abertas, e aproximadamente paralelas, segundo a classificação de Ramsay & Huber (1983 e 1987). Os eixos possuem caimentos de 12° a 39° para WSW, com atitude média de 16°/240°Az. Na região a montante do igarapé Cabo Sobral, os planos axiais das dobras são marcados pela foliação cataclástica, anteriormente mencionada, que se apresenta com mergulhos altos para NNW, indicativa de vergência para SSE (Figura 5.10B). Dobras de escala decimétricas deformam *sets* de estratificação cruzada acanalada (Figura 5.10B).

A posição dos planos de acamamento, a partir do diagrama de contorno de pólos (Figura 5.9B), desenha uma guirlanda representativa de dobra cilíndrica com atitude estatística de 16/240. Neste estereograma chama atenção a presença de duas regiões de contornos máximos relativos indicativos da presença de camadas subverticais com direção aproximada de NE-SW (em cerca de 55° a 60° Az) participando do desenho dessas dobras, ou pelo menos, interferindo nas mesmas. Este conjunto de camadas subverticais é observado particularmente na Cachoeira do Funil (Figura 5.9B) e está nitidamente relacionado às zonas de falhas onde o acamamento exhibe rotação máxima.

5.8 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A análise estrutural das rochas da Serra do Tepequém revelou um arranjo de camadas com mergulhos variáveis para SE e NW, disposto em domínios de direção NE-SW (N65°E), os quais estão limitados por falhas obliquas com rejeitos normais e inversos. Como exemplo, as rochas no perfil da Cachoeira do Funil mostram esta organização, onde blocos balizados por planos de falhas exibem inclinações tanto para NW quanto SE, com mergulhos variando

de 5° a 30°. Próximo aos planos de falhas, o acamamento é geralmente sub-vertical. Assim, a estrutura da Serra do Tepequém é interpretada em um arranjo camada/falha gerando dobras em *chevron* e *kink bands* que tem reflexo principalmente no padrão observado em escala quilométrica, bem visualizado nos produtos de sensores remotos, mas também verificado em escala de afloramento (Figura 5.5A).

A deformação das rochas na serra está distribuída em diferentes domínios, cujos limites são as falhas oblíquas NE-SW que acompanham as direções das estruturas planares regionais, tal como se observa nos diferentes sensores utilizados. Trata-se de deformação produzida em regime rúptil a rúptil-dúctil, afetando camadas com diferentes competências e características mecânicas a esse estilo de deformação.

Em cada domínio estrutural, as diferentes condições de *strain* desenham situações geométricas próprias. As fraturas são capazes de produzir dobras de arrasto onde predominam condições mecânicas mais plásticas, em contraste com domínios de deformação rúptil, onde as dobras desenham *chevrons* e *kink bands*.

A história tectônica regional pode ser sumariamente descrita como relacionada inicialmente à presença de forte trama dúctil nas rochas do embasamento adjacente, vulcânicas do Grupo Surumu, granitos das suítes Pedra Pintada e Saracura, e as associadas ao Cinturão Cauarane-Coereni, onde importantes bandas e zonas de cisalhamento desenham o quadro dúctil da estruturação regional.

Reativações de natureza rúptil a rúptil-dúctil dessas estruturas antigas do embasamento se projetaram tardiamente sobre as rochas da cobertura durante o Episódio K'Mudku (~1.2 Ga) e desenharam sobre esses pacotes os conjuntos de dobras forçadas e de arrasto observadas nos níveis de erosão atuais (Figuras 5.5, 5.8, 5.9A e 5.10). O controle reológico impôs predominantemente duas diferentes tramas, com a formação de foliação do tipo cataclástica (clivagem de fratura), e de fraturas em feixes discretos sobre rochas, refletindo suas distintas susceptibilidades mecânicas e distribuição de *strain* (Figuras 5.6 e 5.7).

Portanto, o arcabouço geométrico observado é característico de um ambiente de deformação de nível crustal raso a médio e a história tectônica é controlada por reativações de planos de fraqueza pré-existentes nas tramas antigas, dúcteis, do embasamento. Assim sendo, a sucessão de rochas siliciclásticas que hoje compõem a Serra do Tepequém, pertencentes aos grupos Arai e Suapi, base do Supergrupo Roraima, constitui parte preservada de uma ampla bacia seccionada por soerguimentos e erosão, em discordância sobre o embasamento.

5.9 REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M. & Hasui Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher, 378p.
- Barron C.N. 1966. Notes on the stratigraphy of Central British Guiana. In: DNPM, Conferência Geológica Interguianas, 6, *Anais*, (41):121-126.
- Berrangé J.P. 1977. *The geology of southern Guyana, South America. Overseas*. Memoir 4, Institute of Geological Sciences, London, 112 p.
- Borges F.R. & D'Antona R.J.G. 1988. Geologia e mineralizações da serra Tepequém. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, 1:155-163.
- Bouman Q.C. 1959. The Roraima Formation, northern part of Territorio do Rio Branco. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/RENOR, Relatório Técnico Interno, 350-A, 17 p.
- Braun O.P.G. 1973. Projeto Roraima, 2a Fase. Levantamento geológico integrado. Manaus, DNPM/CPRM, Relatório de mapeamento preliminar ao milionésimo, correspondente à "Fotointerpretação preliminar". 218 p.
- Costa J.B.S., Pinheiro R.V.L., Reis N.J., Pessoa M.R., Pinheiro S.S. 1991. O hemigraben do Tacutu, uma estrutura controlada pela geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. *Geociências*, **10**:119-130.
- Fernandes Filho L.A. 1990. Estratigrafia da Serra do Tepequém. In: SBG, Cong. Bras. Geol. 36, Natal, *Anais*, **1**: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: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Manaus, *Anais*, CD-Rom.
- Fernandes Filho L.A., Truckenbrodt W., Nogueira A.C.R. 2008. Fácies e estratigrafia da sucessão sedimentar Paleoproterozóica da Serra do Tepequém, sul do Escudo das Guianas. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 44, Curitiba, *Anais*, CD-Rom.
- Fraga L.M.B. & Reis N.J. 1994. Serra Tepequém - Uma estrutura relacionada à inversão da Bacia Roraima. In: SBG/DNPM/CPRM, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Resumos Expandidos*, **2**:294-295.
- Fraga L.M.B., Reis N.J., Pinheiro S.S. 1994a. Serra Tepequém: Uma estrutura relacionada à inversão da Bacia Roraima. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38, Camboriú, *Resumos Expandidos*, p. 294-295.
- Fraga L.M.B., Reis N.J., Pinheiro S.S. 1994b. Arranjo estrutural do segmento sul do bloco Pacaraima, Estado de Roraima. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 4, Belém, *Anais*, p. 7-9.
- Fraga L.M.B., Reis N.J., Riker S.R.L. 1999. Mapa Geológico. In: Fraga L.M. (Sup.). Programa de Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. Brasília, CPRM, Relatório final.
- Fraga L.M. 1999. Geologia Estrutural. In: Fraga L.M. (Sup.). Programa de Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. Brasília, CPRM, Relatório final, p. 117-128.
- Fraga L.M.B. 2002. *A Associação Anortosito-Mangerito Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central e suas encaixantes paleoproterozóicas: Evolução estrutural, Geocronologia e Petrologia*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 351p.
- Fraga L.M.B. 2010. Evolução tectônica. In: Fraga L.M.B., Dreher A.M., Grazziotin H., Reis N.J., Ragatky D. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Tepequém – NA.20-X-A-III Estado de Roraima, escala 1:100.000*. CPRM-SUREG-Manaus. CD-Rom.
- Fraga L.M.B., Grazziotin H., Dreher A.M., Farias M.S.G. 2010. Mapa Geológico. In: Fraga L.M.B., Dreher A.M., Grazziotin H., Reis N.J., Ragatky D. *Geologia e Recursos*

- Minerais da Folha Vila Tepequém – NA.20-X-A-III Estado de Roraima, escala 1:100.000.* CPRM-SUREG-Manaus. CD-Rom.
- Fraga L.M.B., Reis N.J., Dall'Agnol R., Armstrog R. 2008a. Cauarane-Coeroeni Belt – The tectonic southern limit of the preserved Rhyacian crustal domain in the Guyana Sheild, northern Amazonian craton. *In: Int. Geol. Cong.*, 33, Oslo, Noruega. CD-Rom.
- Fraga L.M.B., Dreher A. M., Grazziotin H. 2008b. Nota Explicativa do Mapa Geológico da Folha Vila de Tepequém – Projeto Amajari. CPRM, Relatório Interno. CD-Rom.
- Fraga L.M.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R., Costa J.B.S. 2009. 1,94-1,93 Ga charnockitic magmatism from the central part of Guyana Sheild, Roraima, Brazil: Single-zircon evaporation data and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:247-257.
- Fraga L.M.B., Reis N.J., Costa J.B.S. 1998. O Cinturão Guiana Central no Estado de Roraima. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 411.
- Gibbs A.K., Barron C.N. 1993. *The Geology of the Guiana Shield*. Oxford University Press, Oxford, 246p.
- Kroonenberg S.B. 1976. *Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the Coeroeni-Lucie area, southwestern Surinam*. Ph.D. Thesis, Amsterdam, Geologie en Mijnbouw, Dienst sur. Med., **25**:109-289.
- Lima M.I.C., Oliveira E.P., Tassinari C.C.G. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cáton Amazônico. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz.*, 1, Belém, *Anais*, **1**:147-162.
- Montalvão R.M.G., Muniz M.B., Issler R.S., Dall'Agnoll R., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Silva G.G. 1975. Geologia. *In: CPRM/DNPM, Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.20 - Boa Vista e parte das Folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21.* Rio de Janeiro, **8**:13-136.
- Pinheiro S.S., Reis N.J., Costi H.T. 1990. *Geologia da Região de Caburaí, Nordeste de Roraima. Escala 1:100.000. Estado de Roraima.* Relatório Final. Manaus, CPRM, v.1, 91p.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology; strain analysis*. London, Academy Press. v.1, 308p.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology; folds and fractures*. London, Academy Press. v.2, p.309-700.
- Reid A.R. 1972. Stratigraphy of type area of the Roraima Group, Venezuela. *In: Interguyana Geological Conference*, 9, Georgetown, *Proceedings*, 6: 343-353.
- Reis N.J. & Carvalho A.S. 1996. Coberturas sedimentares do Mesoproterozóico do estado Roraima – Avaliação e discussão de seu modo de ocorrência. *Rev. Bras. Geoc.*, **26**(4):217-226.
- Reis N.J., Fraga L.M.B., Faria M.S.G., Almeida M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *Géologie de la France*, (2-3-4):121-134.
- Reis N.J. & Fraga L.M. 1999. Estratigrafia: Sinopse Estratigráfica. *In: Fraga L.M. (Sup.). Programa de Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas.* Brasília, CPRM, Relatório final, p. 15-17.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E. 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.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R., McNaughton N.J. 2003. Age, source and Regional Stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like

- Sequences in Northern South America, based on U-Pb Geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **115**(3):331-348.
- Schobbenhaus C., Hoppe A., Lork A., Baumann A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros resultados. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 38, Camboriú, *Anais*, **2**:395-397.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro CD.R., Neves B.B.B. (orgs). Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo, BECA, p. 471-485.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.) Tectonic Evolution of South America*, Int. Geol. Cong., 31, Rio de Janeiro, Ac. Bras. Cienc., p. 41-96.
- Truckenbrodt W., Fernandes Filho L.A., Nogueira A.C.R., Reis N.J. 2008. Stratigraphy of Paleoproterozoic Arai Group, Southern part of Guyanas Sheild, Brazil. *In: IAS-SEPM, Meeting of Sedimentology*, 26, Bochum, *Anais*, CD-Rom.

CAPÍTULO 6 – DEPÓSITOS SILICICLÁSTICOS FLUVIO-COSTEIROS DA SERRA DO TEPEQUÉM PALEOPROTEROZÓICO DO ESCUDO DAS GUIANAS, BRASIL.

Artigo a ser submetido à Revista Brasileira de Geociências

6.1 RESUMO

A Serra do Tepequém, localizada na porção centro-norte do Estado de Roraima, é constituída por uma sucessão sedimentar correlacionada ao Grupo Arai e à base do Grupo Suapi, ambos pertencentes à parte inferior do Supergrupo Roraima, de idade paleoproterozóica. A análise de fácies e estratigráfica deste pacote identificou 11 fácies sedimentares que foram agrupadas em seis associações de fácies. Estes depósitos estão organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes de até 5 m de espessura. As associações de facies foram interpretadas com sendo de depósitos fluviais e costeiros, canal entrelaçado I (AF1) e II (AF2), planície de inundação (AF3), depósitos fluviais influenciados por maré e onda (AF4), depósitos de planície de maré (AF5) e de canal de maré (AF6). Com base no ambiente deposicional e nas superfícies estratigráficas foram individualizadas três unidades litoestratigráficas: Formação Igarapé Paiva de ambiente fluvial (AF1 e AF3), Formação Serra do Funil de ambiente costeiro (AF4, AF5 e AF6) e Formação Igarapé Cabo Sobral de ambiente fluvial (AF2). Os principais litotipos presentes são conglomerados polimíticos maciço a estratificados, arenitos grossos a médios com estratificação cruzada acanalada e tabular, pelito e arenito fino no topo de camadas, marcando ciclos fluviais nesses depósitos. Sobreposto na porção mediana ocorrem arenitos médios a finos com estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte, com filme de argila nos *foresets* e nos planos estratificação. Arenitos finos com acamamento de maré, flaser/wavy, com bandamento de maré e pares de argila, ritmitos pelito/arenito e pelito maciço ou com gretas de contração, arenitos finos com laminação planar baixo-ângulo são interpretados como produtos da ação de correntes de maré e onda. E por fim sobre a discordância novos depósitos grossos de conglomerado maciços a estratificados, arenitos grosso a médio com estratificação cruzada acanalada registram novo ambiente fluvial.entrelaçado. A análise de paleocorrentes aliada ao modelo de fácies revelou a migração de dois sistemas fluviais entrelaçados I e II para SW, intercalado por um sistema fluvio-costeiro influenciado por maré e onda, apresentando um padrão de paleocorrentes bimodal NE-SW, o que sugere uma linha de costa orientada na direção NW-SE. A modelo de fácies sugerido para a sucessão da Serra do Tepequém evidencia a discordância do topo Grupo Arai como limite sequência, bem como, a elevação do nível do mar durante a fase 1, e subsequente diminuição para implantação do sistema fluvial entrelaçado II, diamantífero. O rebaixamento

do nível do mar relativo durante a fase 2 sugere soerguimentos para NE, ou subsidência para SW.

Palavras-chave: Fácies sedimentares. Paleoproterozóico. Grupo Arai. Serra do Tepequém. Escudo das Guianas.

6.2 ABSTRACT

The Serra do Tepequém, located in the north central region of the Roraima State, is constituted by a sedimentary succession which is correlated to the Arai Group and the base of the Suapi Group. Both groups correspond to the lower Roraima Supergroup which is Paleoproterozoic in age. The stratigraphy and facies analysis allowed the identification of eleven sedimentary facies grouped in six facies associations. These deposits follow fining upward successions up to 5 meters thick. The facies associations correspond to fluvial and costal deposits: braided channel I (AF1) and II (AF2), floodplain (AF3), fluvial deposits with tidal and wave influence (AF4), tidal flat deposits (AF5) and tidal channel (AF6). Based on the depositional environment and the stratigraphic surfaces were individualized three lithostratigraphic units: Igarapé Paiva Formation with fluvial environment (AF1 e AF3), Serra do Funil Formation with coastal environment (AF4, AF5 e AF6) and Igarapé Cabo Sobral Formation with fluvial environment (AF2). At the base of the succession the main lithotypes are massive and stratified polymictic conglomerates, coarse to medium sandstones with planar and trough cross stratification, mudstone and fine sandstone at the top the successions, indicating fluvial cycles for these deposits. The middle section is characterized by medium to fine sandstones with trough cross stratification of medium and large scale and mud drapes in the foresets and stratification planes. Fine sandstone with flaser/wavy bedding, tidal bundles and mud couplets, rhythmites and massive mudstone with mud cracks, fine sandstones with low angle lamination are also characteristic. These lithotypes are interpreted as a product of tidal and wave currents. In the upper section, overlying an unconformity new coarse deposits were deposited characterized by massive and stratified conglomerates, coarse to medium sandstone with trough cross stratification recorded a youngest fluvial braided environment. The paleocurrent data along with the facies model indicates the migration of the two braided fluvial systems to SW. Between these two fluvial systems a fluvial-coastal system with tidal and wave influence was developed. A bimodal paleocurrent pattern NE-SW, suggest a NW-SE shoreline. The facies model for the Serra do Tepequém indicates an unconformity at the top of the Arai Group as a sequence limit. Also, this is evidenced by sea level rise during the

phase 1 and subsequent sea level fall during the development of the braided fluvial system II. The sea level fall related to the phase 2 suggest uplift in the NE and subsidence in the SW.

Keywords: Sedimentary facies. Paleoproterozoic. Arai Group. Serra do Tepequém. Guiana Shield.

6.3 INTRODUÇÃO

Rochas sedimentares proterozóicas ocorrem no extremo norte do Brasil sob o Escudo das Guianas, expostas por centenas de quilômetros representam um dos melhores registros para desvendar os fenômenos geológicos, biológicos, geoquímicos e climáticos que caracterizam aquele período. A importância do estudo do Proterozóico também insere o entendimento das primeiras bacias reconhecidamente intracratônicas que passaram pelos primeiros eventos de oxigenação da atmosfera. Entretanto, o conhecimento desses depósitos ainda é incipiente principalmente no que concerne a interpretação paleoambiental, ainda baseada em estudos de cunho exclusivamente litológico. A distinção dos ambientes deposicionais ainda não foi feita adequadamente o que dificulta entender com maior precisão a evolução paleoambiental e paleogeográfica dessa parte do Cráton Amazônico.

A interpretação de depósitos pré-cambrianos é rara na região, e a maioria é interpretada como de origem continental mesmo os marinhos nunca foram demonstrados adequadamente. A Serra do Tepequém, objeto desse trabalho, é um testemunho de depósitos proterozoicos isolado com aproximadamente 90 km², localizada na região norte a 150 km de Boa Vista capital do estado de Roraima. A serra sustenta uma sucessão sedimentar na forma de mesa estruturada por falhas e dobras, com escarpas bem marcadas, cristas alongadas, vales, colinas, *cuestas* e *hogback*, com altitude variando entre 550 e 1100 m (Figura 6.1).

Este trabalho de análise de fácies em combinação com estudos estratigráficos da sucessão da Serra do Tepequém enfoca os aspectos sedimentológicos do sistema fluvio-costeiro presente, com o objetivo de entender a dinâmica sedimentar e as correlações estratigráficas com as demais áreas de ocorrência dos depósitos do Supergrupo Roraima. O trabalho demonstra a presença dos depósitos fluviais sotopostos a depósitos de maré e onda, constituindo um megaciclo retrogradante-progradante para a sucessão da serra. As informações obtidas permitiram também hierarquização para Grupo dos depósitos da Formação Arai, bem como, registram a primeira incursão marinha na história deposicional do Supergrupo Roraima no contexto das mudanças globais paleoproterozóicas.

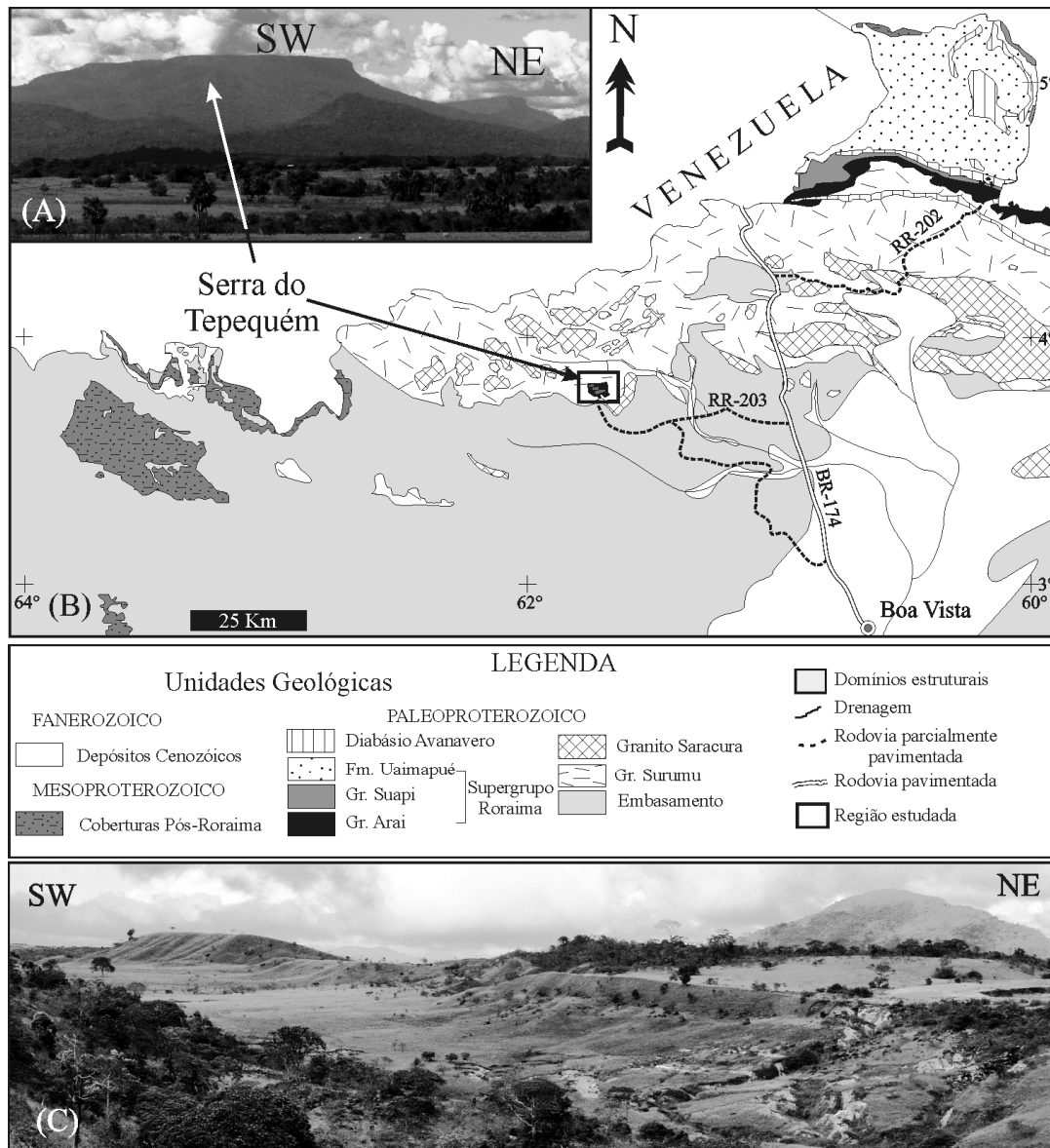


Figura 6.1: Visão externa das bordas da Serra do Tepequém, notar morfologia plana e escarpada a SW e NE (A), mapa geológico simplificado da região norte do Estado de Roraima com destaque para a localização da Serra do Tepequém sobre vulcânicas do Grupo Surumu (Modificado de Fraga *et al.* 1999) (B) e vista do topo da serra com morro alinhados na porção central e a serra do Funil ao fundo (900 m de altitude), notar o desenvolvimento de voçorocas sobre rochas da Formação Serra do Funil, unidades mais friável (C).

6.4 GEOLOGIA REGIONAL E ESTRATIGRAFIA

A Bacia Roraima possui ampla distribuição no norte da América do Sul, com leve alongamento leste-oeste de aproximadamente 900 km de comprimento e 500 km de largura, depositada em bacia do tipo *foreland* no contexto do supercontinente Columbia, ocorrendo na parte setentrional do Escudo das Guianas e incluindo partes da Venezuela (60%), Guiana

(26%), Brasil (12%) e Suriname (2%) (Gibbs & Barron 1986, Santos *et al.* 2003, Zhao *et al.* 2004). Os depósitos dessa bacia estão agrupados no Supergrupo Roraima, o qual constitui espessa sucessão de rochas sedimentares siliciclásticas, 2900 m aproximadamente, com tufos vulcânicos intercalados e localmente intrusões de diques e soleiras básicas, representando a mais importante cobertura sedimentar paleoproterozóica do escudo, principalmente pela ocorrência de *placers* de baixa concentração de ouro e diamante (Pinheiro *et al.* 1990, Santos *et al.* 2003).

O reconhecimento das rochas atualmente pertencentes ao Supergrupo Roraima remontam ao final do século 19 e início do 20, quando foram realizados os trabalhos pioneiros denominando a unidade de “*Sandstone Formation*” e “*Roraima Series*”, posicionadas no Mesozóico, baseados em exposições próximas a tríplice fronteira Brasil, Guiana e Venezuela (Brown & Sawkings 1875, Dalton 1912). Posteriormente, a unidade Roraima foi elevada as subseqüentes categorias de Formação, Grupo e Supergrupo Roraima por Aguerrevere *et al.* (1939), Reid (1972) e Pinheiro *et al.* (1990), respectivamente, e posicionada no Mesoproterozóico.

Contudo, esses relevantes trabalhos de cunho fotointerpretativo, geomorfológico e litoestratigráfico regionais não permitem precisa correlação estratigráfica e por isso tem sido alvo de investigação detalhada sob o ponto de vista da sedimentologia, estratigrafia de seqüência e geocronologia, levando a reorganização da subdivisão estratigráfica do supergrupo de Pinheiro *et al.* (1990). (Reis *et al.* 1990, Long 2002, Santos *et al.* 2003, Truckenbrodt *et al.* 2008). Atualmente, segundo a proposta de Santos *et al.* (2003), a Formação Matauí (Reid 1972) foi removida do Supergrupo Roraima passando a compor nova unidade Pós-Roraima de idade mesoproterozóica, com base em datações de zircões de tufos da Formação Uaimapuê, de diques do magmatismo Avanavero, e de zircões detríticos da Formação Surucucus, bem como, na presença de discordância entre as formações Uaimapuê e Matauí, essa sendo pelo menos 320 Ma mais nova do que o Supergrupo Roraima. Assim sendo, o Supergrupo Roraima é composto da base para o topo pela Formação Arai (base), Grupo Suapi (formações Uiramutã, Verde, Pauré, Cuquenán, Quinô) e Formação Uaimapuê. A sucessão do Supergrupo Roraima tem sido interpretada como uma sucessão siliciclástica depositada em ambientes continental aluvial, fluvial entrelaçado, lacustre, eólico, e transicional deltaíco, fluvio-deltaíco e marinho raso. (Pinheiro *et al.* 1990, Reis *et al.* 1990, Santos *et al.* 2003, Reis & Yanês 2001).

Especificamente sobre a Formação Arai, foco desse estudo, ela foi pela primeira vez mencionada por Boumam (1959) como Membro Arai, constituída preferencialmente de

quartzo-arenitos com matriz micromicácea, intercalado com pacote espesso de conglomerados e siltitos. A seção tipo da unidade foi definida na serra homônima, próximo da fronteira Brasil-Venezuela. Montalvão *et al.* (1975) propuseram a elevação do membro à categoria de Formação Arai, em concordância com Reid (1972). Raros são os estudos realizados nos depósitos da serra do Tepequém, Borges & D'Antona (1988) correlacionaram-os com a Formação Arai, subdividindo a sucessão nos membros Paiva, Funil e Cabo Sobral. Reis & Carvalho (1996), Reis & Fraga (1999) concordaram com a subdivisão de Borges & D'Antona (1988), mas não admitiram a correlação direta com a Formação Arai, então definiram na serra a Formação Tepequém, com espessura estimada de 210 m. Fernandes Filho (1990) subdividiu a sucessão da Serra do Tepequém nos Membros Inferior e Superior e os correlacionou com a aqueles da Formação Arai de Pinheiro *et al.* (1990). Borges & D'antona (1988), corroborados por Reis & Carvalho (1996) interpretaram os depósitos da sucessão como de ambiente de leques aluvial, eólico e fluvial entrelaçado com fácies lacustre. Recentemente, Fernandes Filho & Nogueira (2003) e Truckenbrodt *et al.* (2008) reconheceram também, além das fácies fluviais, depósitos costeiros caracterizados por estruturas de maré e onda.

6.5 IDADE E CORRELAÇÃO

Os depósitos do Supergrupo Roraima, no norte do estado de Roraima, recobrem discordantemente as rochas vulcânicas do Grupo Surumu (1,99-1,92 Ga), são cortadas por diques e soleiras do magmatismo Avanavero (1,79-1,77 Ga) e são recobertas por tufos da Formação Uaimapuê datados de 1,87 Ga por análises U-Pb em zircões (Reis *et al.* 1990, Pinheiro *et al.* 1990, Santos *et al.* 2003). Estes dados demonstram que o magmatismo Avanavero é Estateriano e que a evolução do Supergrupo Roraima se processou ao longo do Orosiano no Paleoproterozóico (Santos *et al.* 2003). As principais áreas-fontes da Formação Arai são de idade do cinturão transamazônico com populações de zircão de 2,1 Ga e secundariamente 1,95 e 2,72 Ga (Santos *et al.* 2003). Dados geocronológicos de rochas da Serra do Tepequém não foram publicados.

6.6 A SUCESSÃO SILICICLÁSTICA DA SERRA DO TEPEQUÉM

Os depósitos siliciclásticos são constituídos por arenitos, conglomerados, pelitos e ritmitos arenito/pelito, pertencentes ao Grupo Arai, formações Igarapé Paiva e Serra do Funil, e Grupo Suapi, Formação Igarapé Cabo Sobral, todas incluídas na porção basal do Supergrupo Roraima (Figura 6.2). Na região estas rochas são parcialmente recobertas por solos e floresta, mas predomina a vegetação rasteira favorecendo exposições. As principais

exposições de rochas adequadas ao trabalho são encontradas em voçorocas e as margens dos igarapés do Paiva, Cabo Sobral e igarapé do Barata, também ocorrem afloramentos em paredões, encosta de morros, leito de antigas estradas, cachoeiras e canais artificiais “Tilin”. Estes afloramentos permitiram o empilhamento de aproximadamente 410 m de rocha, através da composição de perfis verticais e seções panorâmicas, organizados em dois megaciclos granodecrescentes ascendentes que englobam depósitos fluviais e costeiros dos grupos Arai e Suapi (Figura 6.3). O mapa geológico da serra do Tepequém mostra a distribuição das unidades e a localização de pontos e perfis estudados (Figura 6.4).

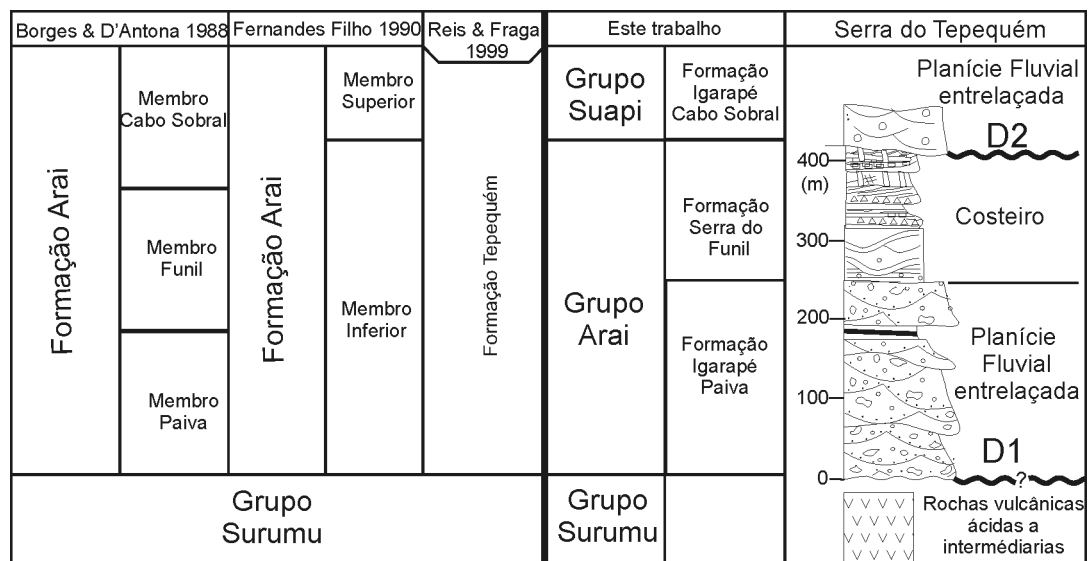


Figura 6.2 Litoestratigrafia e sistemas deposicionais da sucessão da Serra do Tepequém adotada neste trabalho, e propostas anteriormente utilizadas.

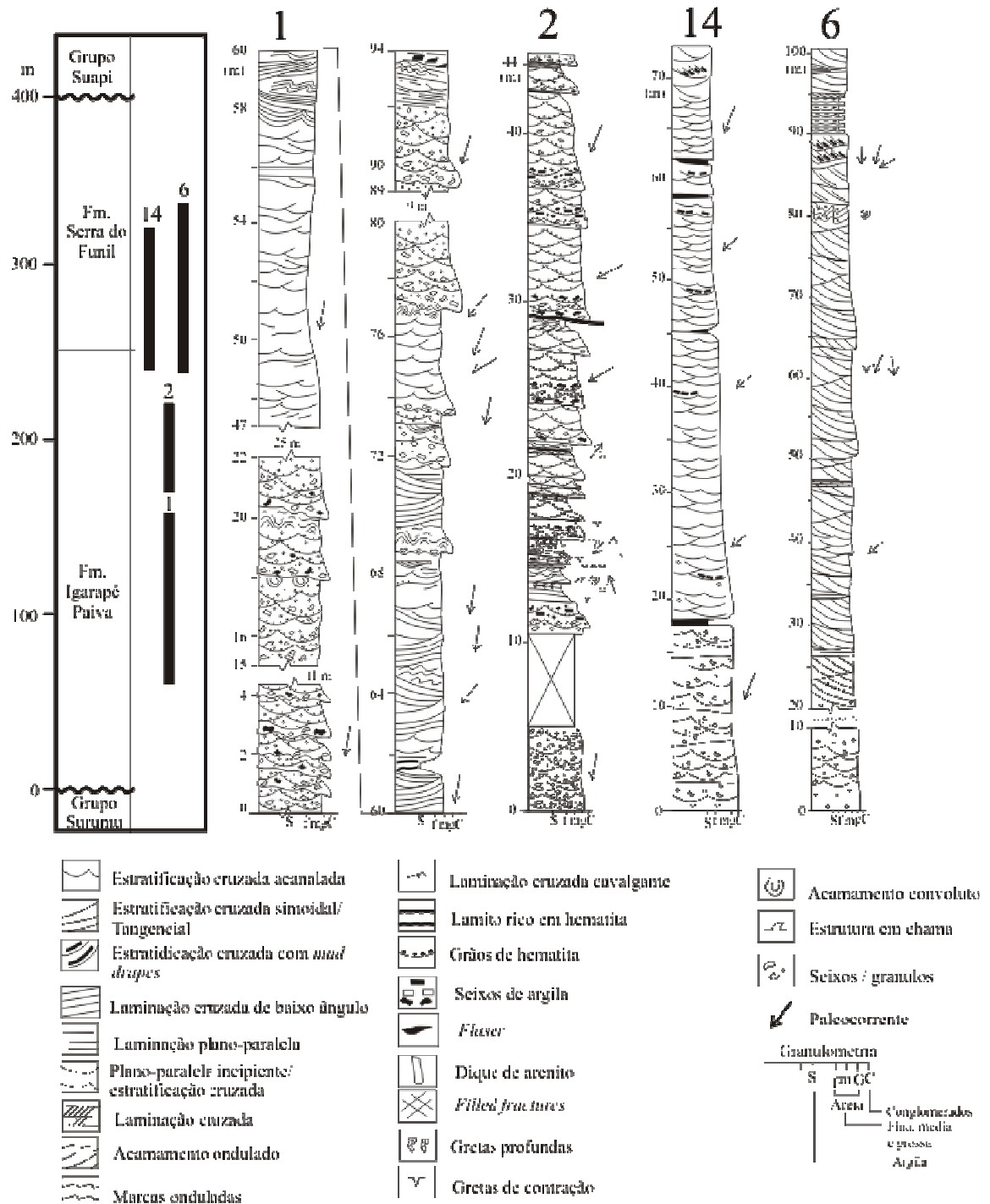


Figura 6.3: Perfis da sucessão da Serra do Tepequém representativos das formações Igarapé Paiva, Serra do Funil e Igarapé Cabo Sobral. A coluna litoestratigráfica à esquerda uniformiza a espessura e posiciona os perfis na sucessão pelo número, a localização pode ser observada no mapa geológico (Figura 6.4).

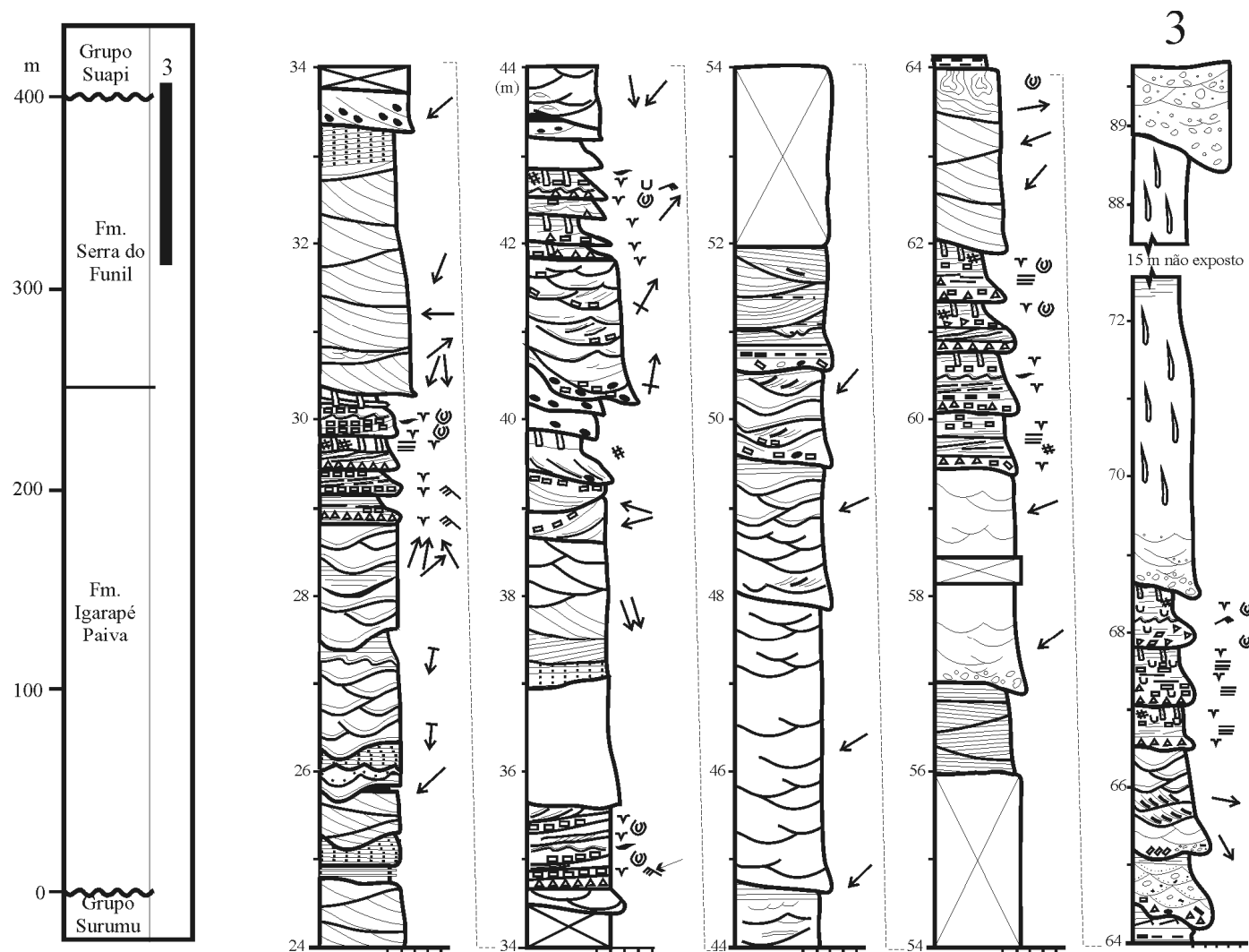


Figura 6.3: Continuação.

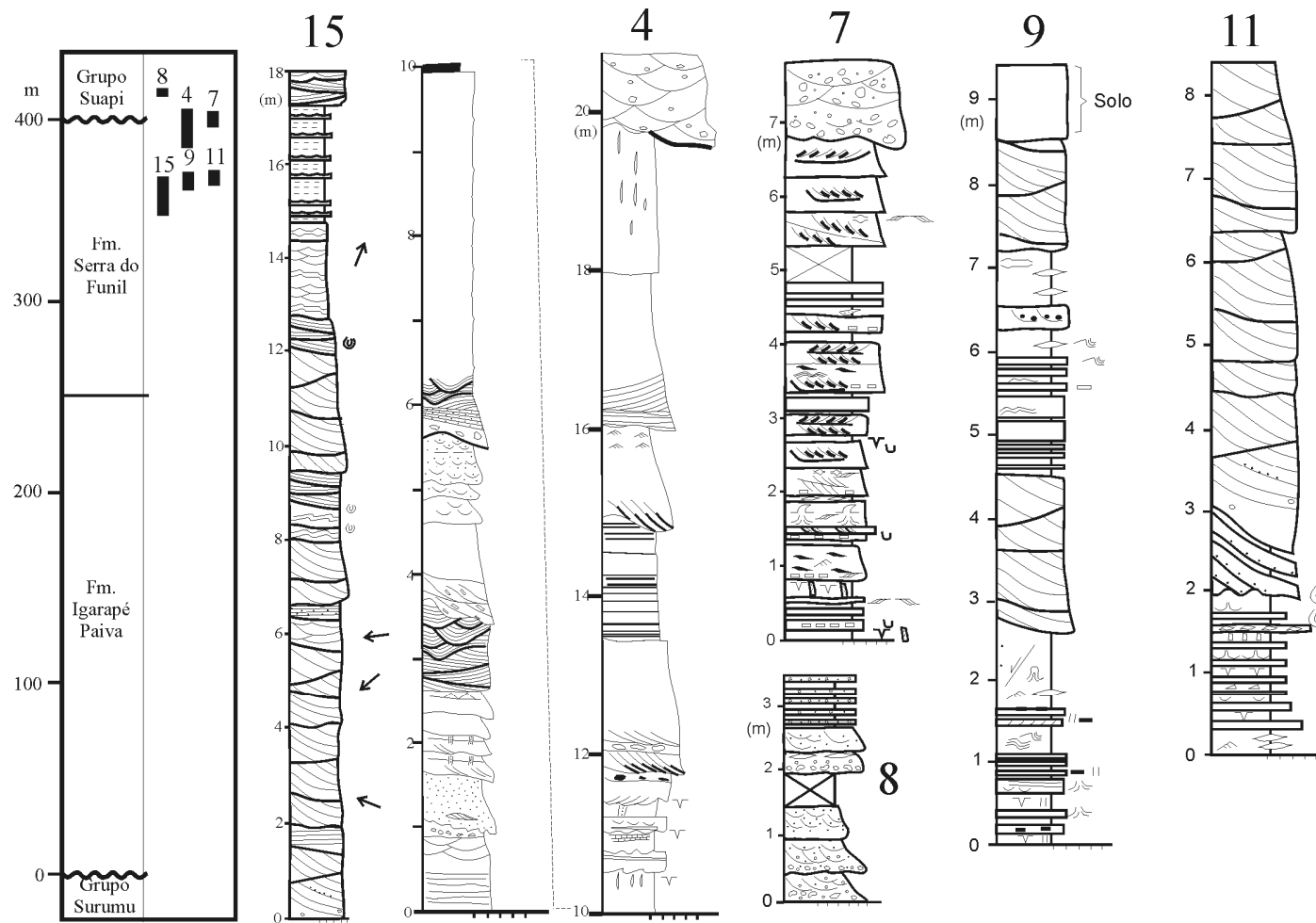


Figura 6.3: Continuação.

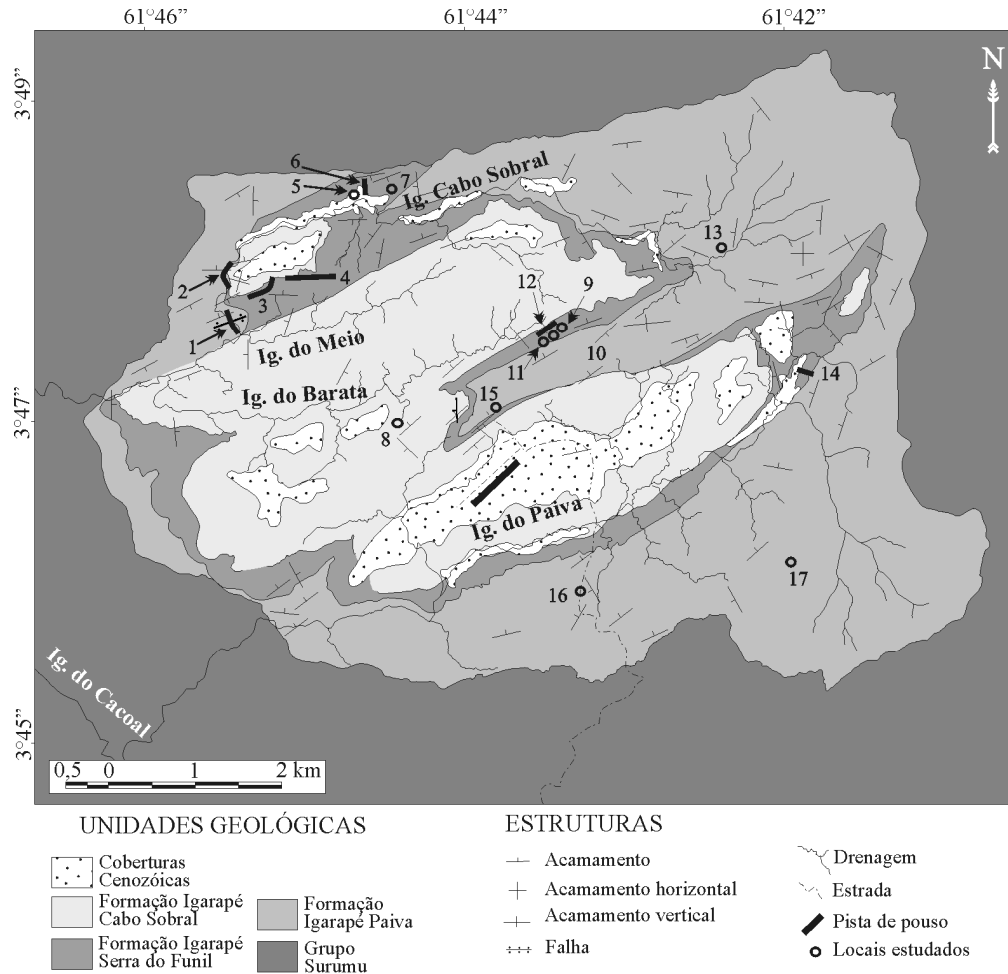


Figura 6.4: Mapa geológico da Serra do Tepequém com indicação numérica dos pontos detalhados.

6.6.1 Formação Igarapé Paiva

Os depósitos afloram geralmente de maneira descontínua, geralmente basculados, alcançando espessuras de aproximadamente 100 m. e 50 m na cachoeira do funil e no “Tilin”, respectivamente (Figura 6.3, Perfis 1 e 2). Os principais litotipos são arenitos médios a grossos e conglomerados, com pelitos e arenitos finos subordinados, localmente silicificados, e com estruturas sedimentares preservadas. Neste trabalho, incluídas na Formação Igarapé Paiva, foram reconhecidas 5 (cinco) fácies sedimentares geneticamente relacionadas, agrupadas em 2 (duas) associações de fácies: a) canal entrelaçado e b) planície de inundação/*crevasse splay*.

6.6.1.1 Descrição das fácies

6.6.1.1.1 Pelito laminado (Pl)

Esta fácies corresponde aos depósitos de granulometria silte e argila, apresentando como estrutura principal laminação plano-paralela a levemente ondulada, mas a maciça

também é encontrada. Em afloramento esta fácies ocorre formando camadas lenticulares, raramente tabulares, de até 3m de extensão e 3 a 50 cm de espessura, não apresentando continuidade lateral e podendo ocorrer no topo da fácies Ap. A laminação é caracterizada pela alternância de lâminas milimétrica argilosas vermelha e preta, marcadas por grãos de hematita (Figura 6.5 C). Greta de contração, laminação convoluta e estrutura em chama também são observadas no topo das camadas (Figura 6.5). Esta fácies sugere deposição a partir de suspensão e subordinadamente tração, com distribuição lateral métrica, condizente com uma área de deposição de baixa energia, relativamente plana sujeita a exposição subárea.

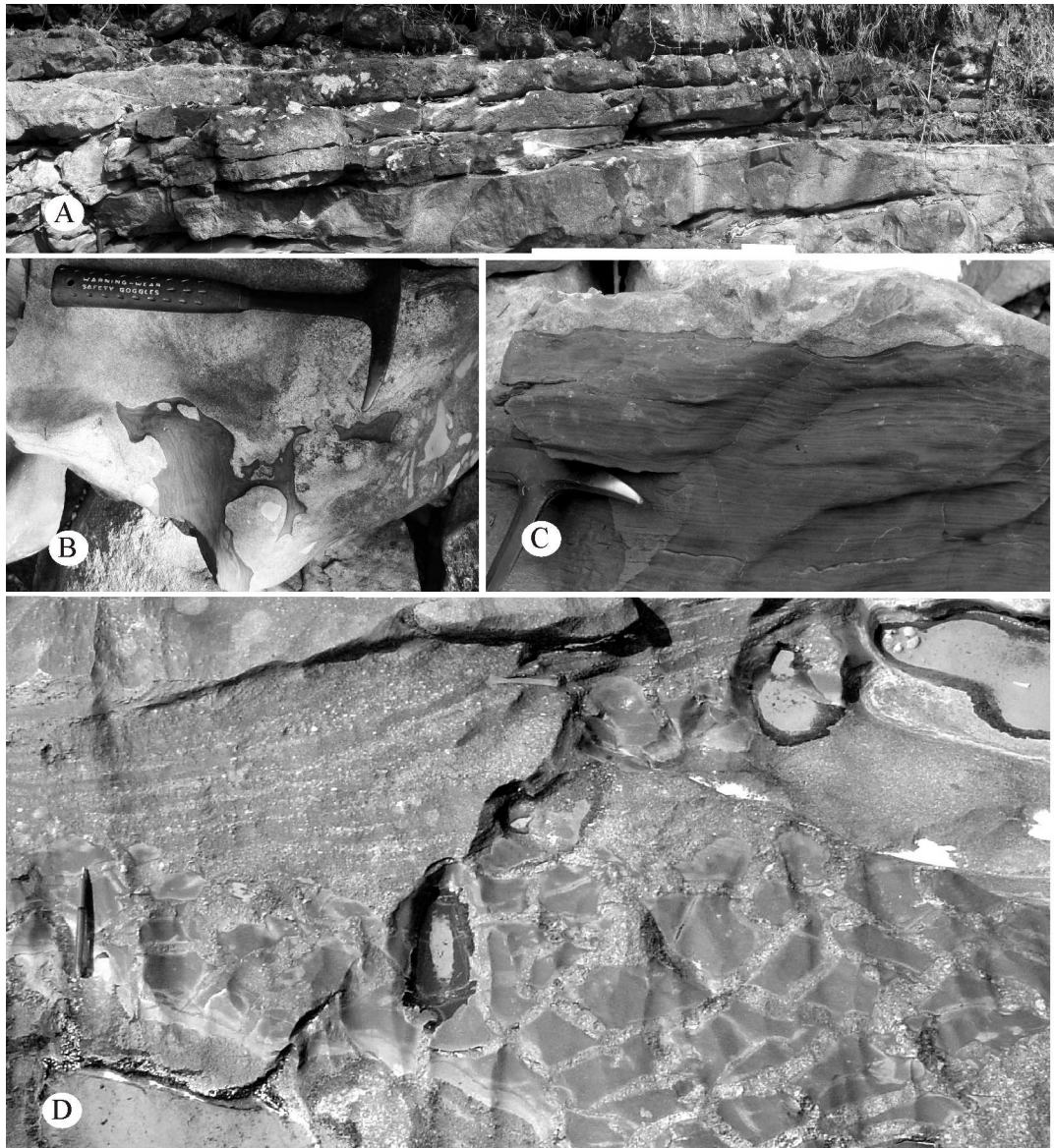


Figura 6.5: Geometria tabular a lenticular de camadas de arenito das facies Ap e As apresentando delgadas camadas de pelito no topo (A), estrutura deformacional em pelito laminado (B), camada de pelito laminado apresentando laminação convoluta no topo das camadas e superfície de topo deformada por tração (C) e pelito com gretas de contração preenchidas por areias grossas sobrepostas por arenito com estratificação cruzada acanalada (D).

6.6.1.1.2 Arenito fino com laminação plano-paralela (Ap)

Esta fácies consiste de arenitos finos com laminação plano-paralela a qual apresenta, localmente lineação de partição e laminação de baixo-ângulo. As camadas têm espessura de no máximo 60 cm e geometria tabular (Figura 6.5A). A origem desta fácies é atribuída à deposição de carga de tração arenosa em leito plano, em condições de regime de fluxo superior.

6.6.1.1.3 Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As)

Arenito fino a médio disposto em camadas com adelgaçamento lateral e diminuição de espessura para o topo, variando de 30 a 80 cm, e possuem base plana. A principal estrutura observada é a estratificação cruzada sigmoidal e subordinadamente laminação cruzada de baixo-ângulo (Figura 6.6 A). Esta fácies está inserida em ciclos granodecrescente ascendentes e apresenta padrão de paleocorrente para NW. No topo das camadas ocorre acamamento megaondulado a planar, separados por finas e descontínuas camadas de pelito. A fácies As é recoberta por pelitos vermelhos laminados ricos em hematita (Pl) (Figura 6.5 A).

Esta fácies sugere deposição de barras arenosas por tração, com progressiva desaceleração, resultando no desenvolvendo de feição sigmoidal. Migração de megamarcas onduladas e suspensão. A fácies foi gerada em zonas de águas rasas, condizente com uma área de deposição de baixa energia, relativamente plana e sujeita a exposição subárea.

6.6.1.1.4 Arenito médio com estratificação cruzada acanalada (Aa)

Esta fácies consiste de arenitos médios a grossos com grânulos e seixos, onde os grãos são mal selecionados, angulosos a arredondados. Apresenta estratificação cruzada acanalada com *sets* de 0,3 a 1 m de espessura, formando *cosets* de até 2 m lateralmente contínuos com limites retilíneos, às vezes com base irregular (Figura 6.6 A). As camadas formadas pelos *cosets* possuem geometria tabular, e lenticular subordinada. Acamamento gradacional é observado nos *foresets* onde é frequente o acúmulo de grãos grossos realçados por grãos de hematita mais finos e nos depósitos residuais na base dos *sets*. Clastos de pelito isolados, tabulares e irregulares, angulosos a subarredondados, decimétricos a centimétricos, às vezes disposto ao longo do plano de estratificação e nos depósitos residuais também ocorrem na fácies Aa. Esta fácies compõe a base de ciclos granodecrescentes ascendentes com padrão de paleocorrente para SW.

Esta fácies representa a migração de dunas subaquosas em canais ou sobre formas de leito de maior porte (Walker & Cant 1984, Miall 1981). Acumulação de grãos grosseiros no

foresets ocorrem por segregação natural, também ocorrem associados grãos mais finos de hematita devido a densidade deste mineral ser maior.

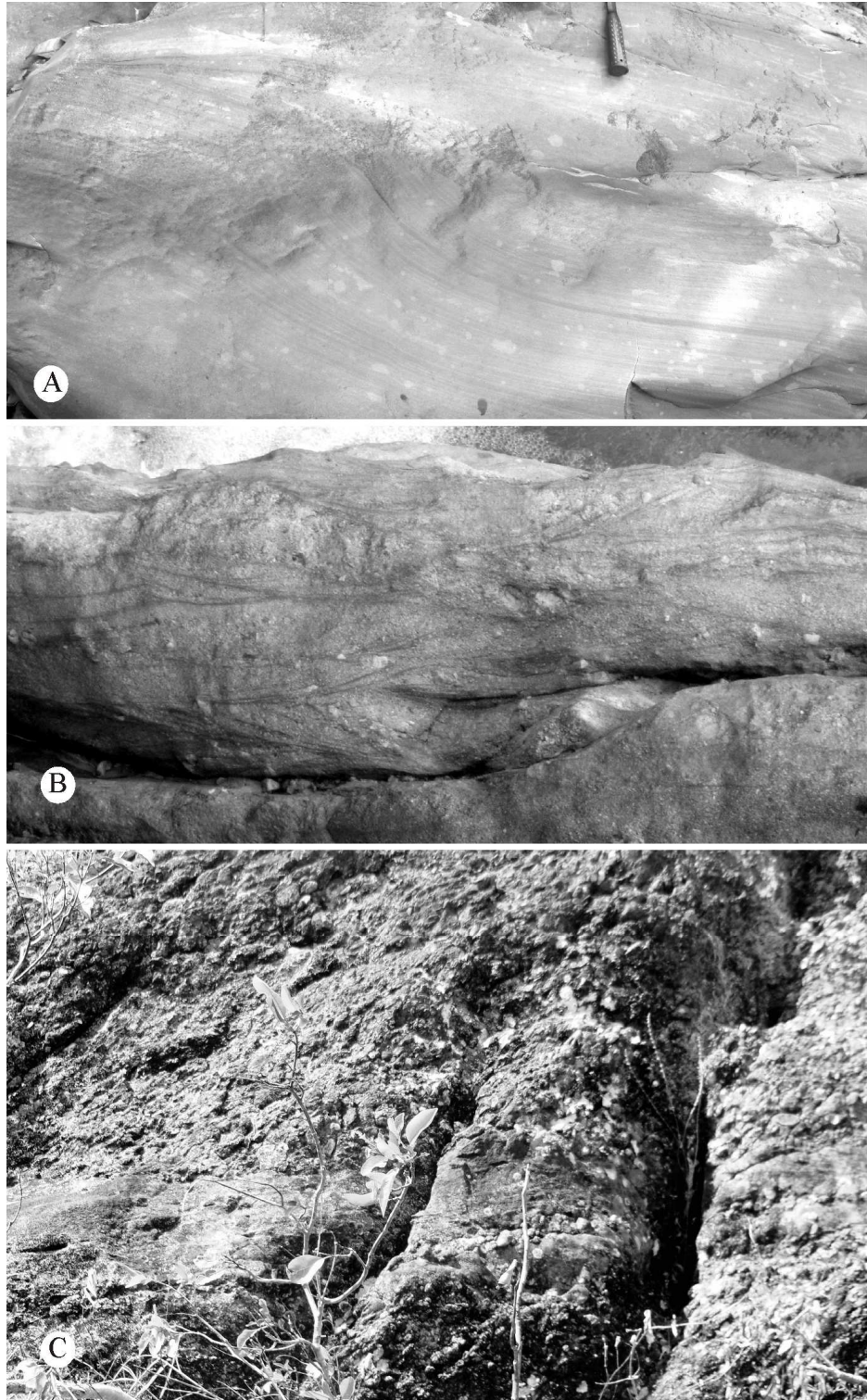


Figura 6.6: Estratificação sigmoidal em arenito fino da fácies As (A), camada de arenito médio da fácies Aa constituída por *sets* de estratificação acanalada marcada por grãos de hematita (B) e ortoconglomerado polimítico maciço com lentes de arenito com estratificação tabular (C).

6.6.1.1.5 Conglomerado maciço (Cm)

A fácies Cm é constituída de seixos, calhaus e matacões de quartzo, *chert*, arenitos, pelitos, rochas vulcânicas e metamórficas. Subordinadamente é descrita matriz de areia grossa a média, compondo o arcabouço fechado de ortoconglomerado polimíticos (Figura 6.6 C). A fácies apresenta estrutura maciça à estratificação plano-paralela incipiente, evidenciadas por seixos imbricados. As camadas são predominantemente tabulares e em menor proporção lenticular, a extensão alcança dezenas de metros e possui espessura variável de 20 cm a 2 m. Lentes de arenito médio a grosso com estratificação tabular podem ocorrer. Seixos imbricados com estratificação plano-paralela incipiente a maciça são relacionados a um transporte rápido de clastos sob condições de alta descarga e alta carga sedimentar.

6.6.1.2 Associação de fácies 1 (AF1) - Canal entrelaçado I

A geometria tabular a lenticular lateralmente contínua e organização em ciclos granodecrescentes ascendentes dos arenitos e conglomerados das fácies Aa e Cp (Figura 6.3 perfis 1 e 2) sugerem deposição em canal fluvial entrelaçado dominado por carga de fundo. Os arenitos das fácies Aa indicam a migração de formas de leito de cristas sinuosas (3D), relacionadas à atuação de fluxo unidirecional para SW em canalizações sob regime de fluxo inferior. A ocorrência exclusiva de formas de leito 3D, provavelmente, se deve a condições constantes e de alta energia no regime de fluxo do canal (Cant & Walker 1978, Cudzil & Driese 1987). A presença de clastos de pelito esporádicos nas fácies Aa aponta para a existência da planície de inundação no sistema deposicional, bem como, está relacionada à migração lateral do canal que causa erosão e queda de blocos de material da planície de inundação, os quais são rapidamente retrabalhados pela corrente (Collison 1896, Gibling & Rust 1984).

6.6.1.3 Associação de fácies 3 (AF3) – Planície de inundação/*crevasse splay*

Os depósitos da AF2 são constituídos de camadas de arenito fino e pelito com geometria tabular a lenticular alcançando mais de 30 m de extensão e espessura variando entre 0,1–0,8 cm. As camadas apresentam adelgaçamento lateral, com base plana a ondulada, registrando o topo dos ciclos granodecrescentes ascendente na porção superior da sucessão fluvial (Figura 6.3 perfil 2, Figura 6.5 A). A estratificação cruzada sigmoidal ocorre em arenito fino a médio (As) associados com pelitos laminados (Pl), arenitos com laminação plano-paralela com subordinada laminação de baixo-ângulo (Ap). Deformações pós-deposicionais como estrutura em chama, laminação convoluta e dobras abertas decimétricas

são comuns no topo de camadas de pelito laminado, quando estas estão recobertas por camadas de base erosiva. Estratificação convoluta em camadas de arenitos também é observada em estratos amalgamados. A geometria sigmoidal aliada à direção NW da paleocorrente, perpendicular a direção do paleofluxo principal do canal, induz a interpretação desses depósitos como de *crecasse splay* em ambiente de planície de inundação. A associação de camadas de pelito (Pl) sobreposto a arenito (Ap) recobrindo arenitos da fácies As sugerem diminuição da energia durante a deposição, esse arranjo de fácies coloca as fácies Pl e Ap no ambiente de planície de inundação.

Os depósitos fluviais de canal entrelaçado (AF1) e planície de inundação (AF2) organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes são representativos de um sistema fluvial entrelaçado de alta energia e dominado por carga de fundo que migrava para SW.

6.6.2 Formação Serra do Funil

Os depósitos desta unidade afloram preferencialmente em áreas mais arrasadas como voçorocas. As exposições são descontínuas, porém mais extensas, geralmente apresentam-se basculadas com ângulos baixos de mergulho, entretanto exposições com mergulho alto e horizontalizadas também são encontradas. Estes afloramentos permitiram o empilhamento de camadas perfazendo até 100 m espessura, os perfis são mostrados na Figura 6.3 (Perfis 3, 4, 6, 7, 9, 11, 14 e 15). Os principais litotipos são arenitos finos a médios em parte argilosos, ritmitos arenito/pelito, pelitos e subordinadas brechas. Esses litotipos normalmente são friáveis com estruturas sedimentares preservadas. Neste trabalho, incluídas na Formação Serra do Funil, foram reconhecidas 6 (seis) fácies sedimentares geneticamente relacionadas, agrupadas em 3 (três) associações de fácies: a) Fluvial influenciado por maré e onda; b) Planície de maré e c) Canal de maré.

6.6.2.1 Descrição das fácies

6.6.2.1.1 Arenito com estratificação cruzada acanalada com filme de argila (Aaf)

Esta fácies é representada principalmente por arenito fino a médio com estratificação cruzada acanalada. A estratificação cruzada acanalada apresenta *sets* com mais de 5m de espessura, constituindo *cosets* de até 10 m (Figura 6.3, perfis 3, 6, 14, 15). Frequentemente, os *foresets* da estratificação mostram alternância de camadas arenosas espessas e delgadas separadas por filmes de argila, formando pares de argila (*mud couplets*) (Figura 6.7). Estes possuem características similares as observadas na fácies APm, sendo que estas são de escala decimétrica, maior do que aquelas. Clastos tabulares de pelito são encontrados na base dos

sets e nos *foresets*. O limite dos *sets* é recoberto por camadas de pelito maciço ou laminado de espessura centimétrica e marcas onduladas. Estratificações recumbentes são observadas em camadas isoladas e laminação convoluta é bastante comum na base dos *foresets*, realçadas pela presença de grãos de hematita. Concentração de grãos de hematita realçam as estruturas presentes na fácies.

Esta fácies foi gerada pela alternância de processos de suspensão, tração e migração de dunas subaquosas. A recorrência de filmes e pares de argila e recobrimento argiloso dos limites de *sets* aponta para processo de deposição rítmica, em ambientes de baixa energia com intervalos de água estagnada. Este processo coaduna com influencia de correntes de maré como sendo responsável pela deposição da argila.

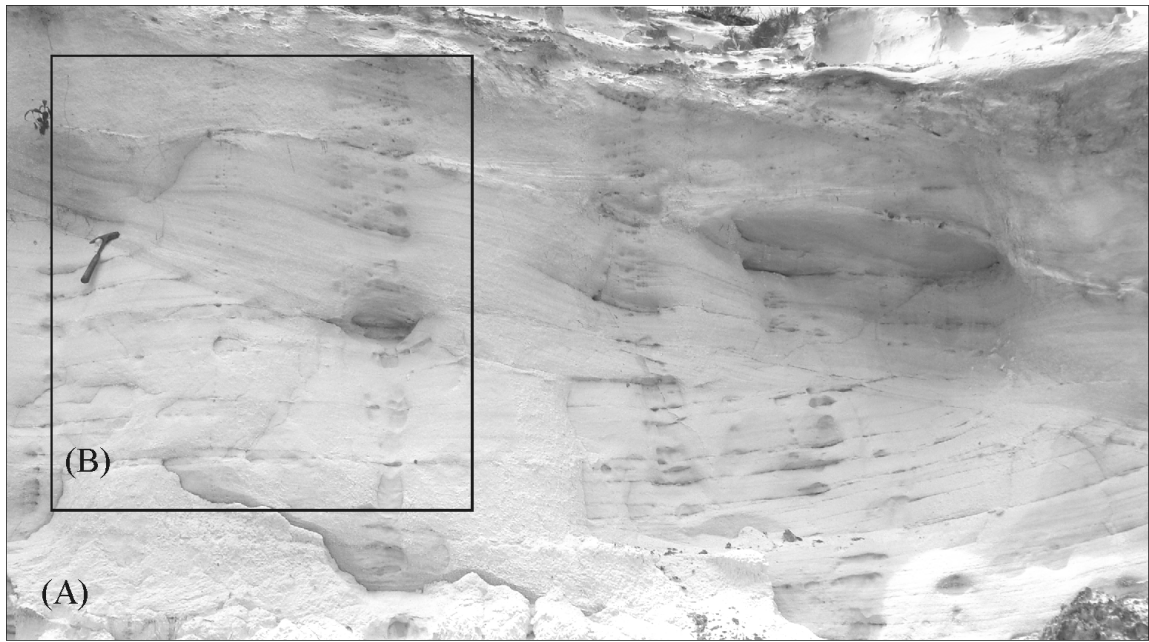


Figura 6.7: Arenito fino a médio da fácies Aaf com sets de estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte, limite dos sets separados por delgadas camadas de pelito (A). Detalhe das camadas arenosas separadas por filmes de argila (indicado pelas setas pretas) formando pares de argila na estratificação (B).

6.6.2.1.2 Arenito com laminação plano-paralela e de baixo-ângulo (A_{pb})

Esta fácies é composta por arenito fino a médio, com grãos subarredondados a arredondados e moderadamente selecionados. Formam camadas lateralmente contínuas com espessura máxima de 70 cm, exibindo como estrutura predominante a laminação plano-paralela e cruzada de baixo-ângulo subordinada. Lateralmente e verticalmente esta estrutura grada para ondulada, também pode apresentar truncamento de baixo-ângulo com camadas adjacentes. Correntes trativas em sentidos opostos alternadas sob regime de fluxo superior são compatíveis a geração de depósitos dessa natureza, geralmente associados a ação de ondas.

6.6.2.1.3 Ritmito com acamamento *flaser* e *wavy* (R_{fw})

A fácies R_{fw} consiste em intercalações pelito e arenito muito fino a médio, com grãos bem selecionados e arredondados, formando camadas de até 80 cm de espessura, contínuas lateralmente por dezenas de metros. As estruturas dessa fácies apresentam, na base e no topo, o acamamento *flaser* ou planar intercalado pelo acamamento *wavy*. (Figura 6.8 A, Figura 6.10 A e B). O padrão reverso de paleocorrente pode ser observado em assimetria das cristas de marcas onduladas e em *sets* cruzados. A alternância de arenitos e pelitos formando lâminas paralelas com ondulações sugere acamamento de maré (*cf.* Dalrymple *apud* Walker & James, 1992).

6.6.2.1.4 Pelito/Arenito com gretas de contração (P_{Ag})

Esta fácies consiste de camadas de pelito e arenito muito fino a fino, com geometria tabular persistentes por dezenas de metros e espessuras da ordem de 30 cm no máximo (Figura 6.8 C e Figura 6.10 C). As camadas de pelito e arenito se acunham lateralmente passando um para outra. Verticalmente a passagem, no topo ou na base, pode ser brusca marcada por superfície plana ou gradativa apresentando laminação planar milimétrica pelito/arenito até passar para outro litotipo. No topo de camadas de arenito são comuns laminação plano-paralela a ondulada e marcas onduladas, mas laminação cruzada cavalgante supercrítica também é encontrada (Figura 6.8 B e C). Gretas de contração são comuns marcando topo de camadas de pelito (Figura 6.8 C). A intercalação de camadas e lâminas de pelito e arenito persistentes por extensas superfícies sugere que a construção da fácies P_{Ag} envolva alternância de tração e suspensão desenvolvidas em região ampla e plana, em ambiente de baixa energia. Adicionalmente a presença de laminação cruzada cavalgante supercrítica aponta para predomínio de suspensão no ambiente de construção, corroborada

pela maior quantidade de pelitos na fácies. Os processos de maré e onda são os que coadunam com a formação da PAg.

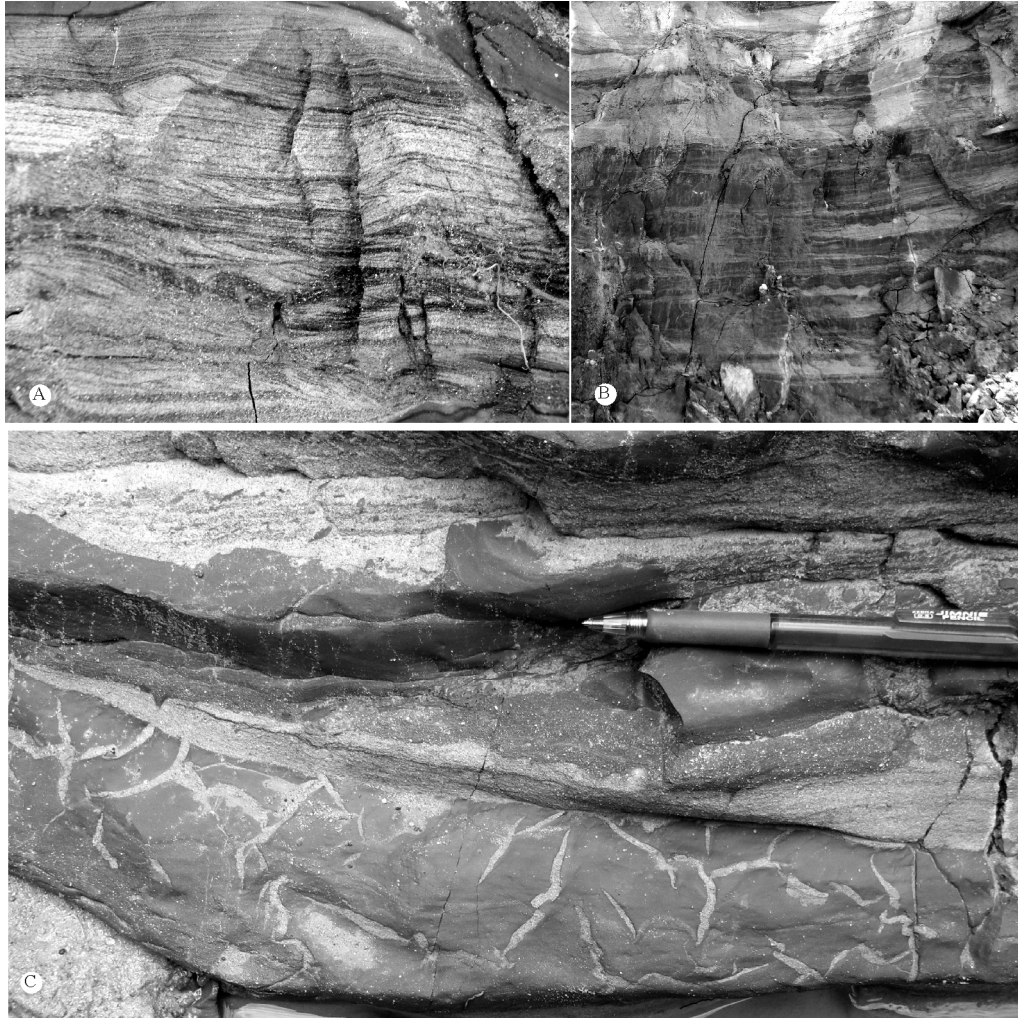


Figura 6.8: Ritmito (fácies Rfw) com laminação plano-paralela a ondulada na base, passando para *flaser* e *wavy* e no topo domina a laminação plano-paralela (A), ritmitos da fácies (PAg) de camadas de arenito fino e pelito interdigitadas exibindo laminação cruzada cavalgante supercrítica marcando o topo de camada de arenito, porção central da foto (B) e pelito/arenito com gretas de contração (C). O lado esquerdo das fotos A e B equivalem a 80 cm.

6.6.2.1.5 Arenito/pelito com bandamento de maré (APm)

Esta fácies é constituída por arenito fino a médio, contendo grãos sub-arredondados e boa seleção. Esses corpos formam camadas de 50 cm de espessura e até 3 m de extensão, podendo se apresenta como feição isolada (Figura 6.10 A e B) ou constituir cosets formando camadas lateralmente contínuas (Figura 6.9 A e C, Figura 6.11). Os arenitos exibem estratificação cruzada tangencial de pequeno a médio porte (bandamento de maré), marcada

na porção média inferior dos *foresets*, pela alternância de camadas milimétricas de arenito espessas e delgadas separadas por filmes de argila, formando pares de argila. A sucessão lateral de estratos mostra alternância no acúmulo de arenito e argila (Figura 6.11). Em alguns corpos revelaram sucessão lateral com geometria interna dos estratos variando a inclinação de tabular, passando para tangencial até côncava e horizontal (Figura 6.11). Superfícies de reativação definem o limite lateral dessas estruturas, com mergulho semelhante ou discordante da estratificação anterior (Figura 6.9 e Figura 10 A). As superfícies de reativação também podem ser marcadas por camadas de pelito e laminação plano-paralela a ondulada. É comum o acúmulo de fragmentos da fácies B na base dos *sets*. Estratificação espinha de peixe ocorre nessa fácies (Figura 6.11) marcada por inversão no sentido do mergulho do bandamento de maré.

A alternância de argila e areia indica atuação alternada de deposição por suspensão e tração correspondentes a processos de maré. A variação cíclica de areia/argila nos estratos sucessivos da estratificação provavelmente estão ligados a ciclos de maré de sizígia e quadratura. A presença de bandamento de maré com arranjo tipo estratificação espinha de peixe, registra paleofluxo bidirecional, com ação das correntes de maré dominante e subordinada.

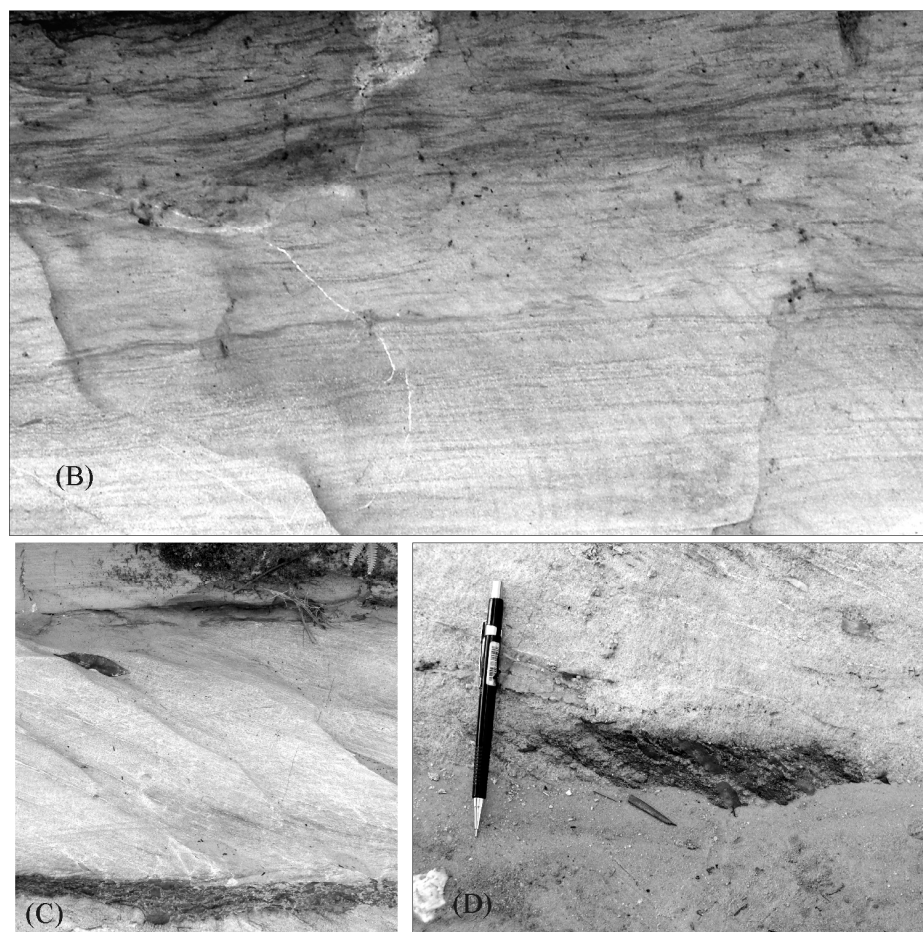
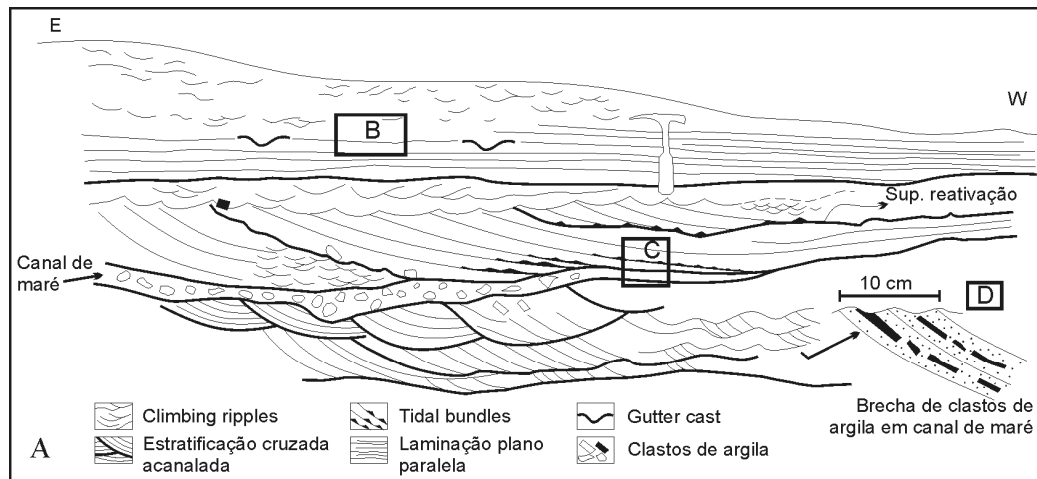


Figura 6.9: Seção geológica no ponto 5 (meio do igarapé Cabo Sobral), localização na Figura 6.4. Laminação plano-paralela passando para *flaser* e *wavy* em depósitos Rfw registram a ação de ondas (B); Brechas sobreposta por arenitos com bandamento de maré constituem depósitos de canal de maré (C) e detalhe da estratificação cruzada com bandamento de maré no afloramento. (D).

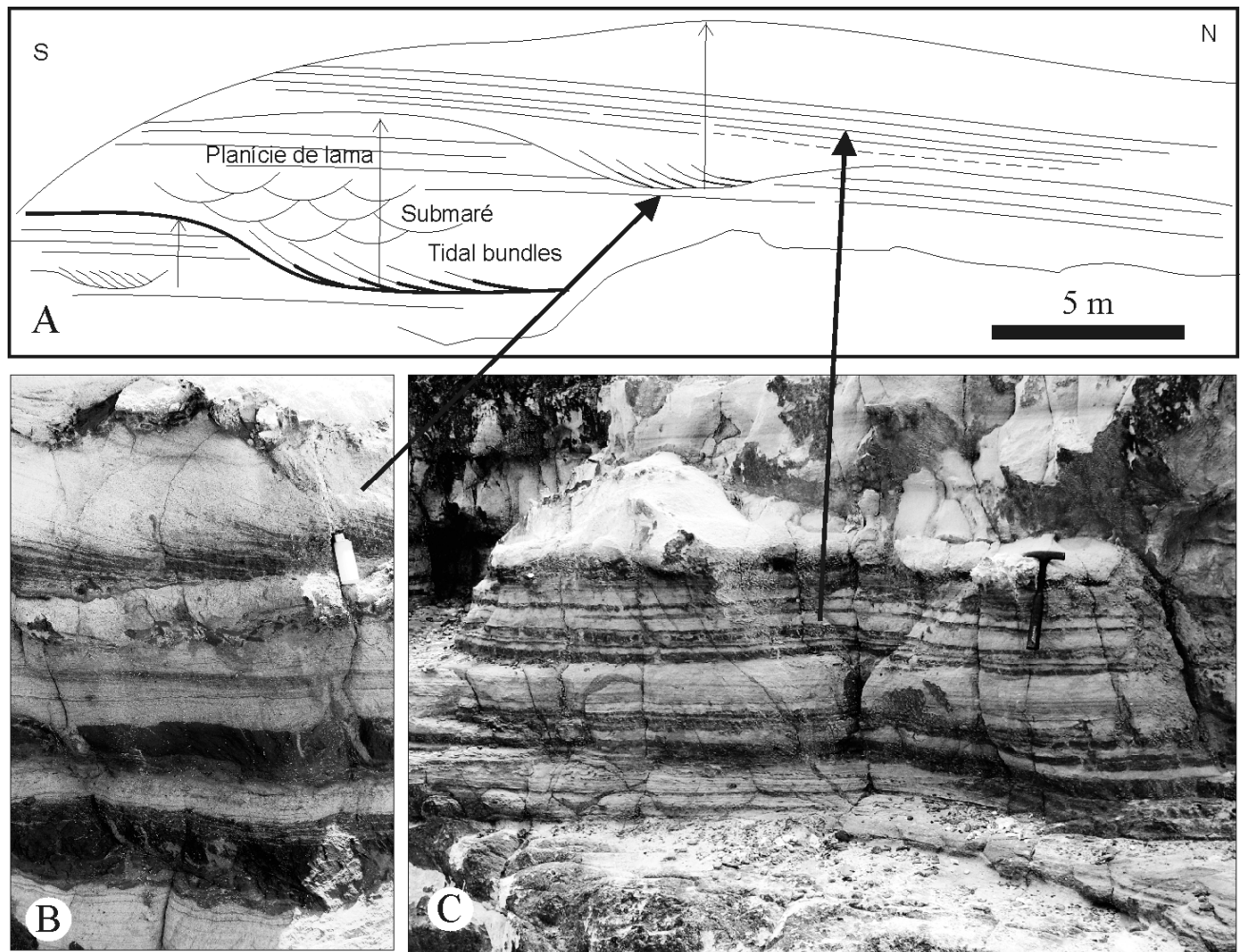


Figura 6.10: Ciclos granodecrescentes ascendentes de maré com a superposição de depósitos de canal de maré e planície de maré (submaré e planície e lama) (A); Depósitos de planície de maré da fácies APg sobrepostos por brechas B e arenito APm de canal de maré (B) e depósitos de ritmo de APg de planície de maré no topo dos ciclos (C).

6.6.2.1.6 Brecha intraformacional (B)

Esta fácies é caracterizada por depósitos residuais constituídos de clastos, de pelito e arenito subordinado, tabulares ou encurvados, angulosos a subarredondados. Constituem camadas de até 4 m de extensão e 10 a 30 cm de espessura e não apresentam continuidade lateral, geralmente são encontradas na base de arenitos (APm) podendo apresentar imbricação dos clastos tabulares. A construção dessas fácies envolve processos de rolamento e tração de fragmento de camadas pelíticas, provavelmente, previamente fragmentas por exposição subaérea com formação de gretas de contração, e posterior retrabalhamento por correntes de maré e onda. A fragmentação subaquosa também pode ter contribuído, não devendo ser totalmente descartada.

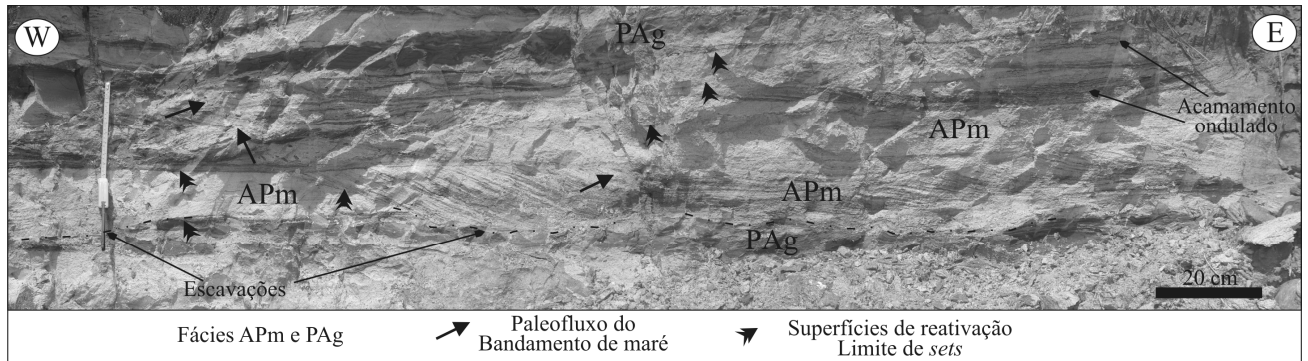


Figura 6.11: Depósitos de planície de maré/canal de maré. Notar bandamento de maré com espinha de peixe (porção a W) e variação da inclinação dos estratos do bandamento de maré passando de tabular, tangencial a côncavo horizontal. Os depósitos mostram raseamento para o topo com bandamento de maré na base, diminuição das formas de leito na porção mediana, passando para laminação plano-paralela a ondulada, chegando ao pelito (topo do ciclo).

6.6.2.2 Associação de fácies 4 (AF4) - Fluvial influenciado por maré e onda

Os depósitos da associação de fácies (AF3) são constituídos por camadas de arenito fino a médio argiloso aflorantes nas margens dos igarapés Paiva e Cabo Sobral (pontos 14 e 6), ao longo de estrada na região do Funil (pontos 3 e 4) e do Morro da Antena no ponto 15 (Figura 6.4). Estes depósitos estão organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes com espessura média de 5 a 6 m, variando entre 2 a 15 m aproximadamente. A espessura total da sucessão inclusa nas associações planície de maré (AF5) e canal de maré (AF6), intercaladas na porção superior, é estimada em 170 m (Figura Perfis 3, 4, 14, 6). Os depósitos da AF4 apresentam diminuição de espessura dos ciclos (camadas) em direção ao topo (*thinning-upward*), em contrapartida, os da AF5 e AF6 apresentam espessamento (*thickening-upward*) em perfis verticais. As rochas da AF4 estão sobrepostas aos depósitos fluviais das AF1 e AF3 em contato aparentemente gradacional, observado nos perfis (Figura 6.3, perfis 6 e 14). Intercaladas a AF4 em contato gradacional ou erosivo ocorrem os depósitos da AF5 de planície de maré e AF6 de canal de maré. A AF4 é composta pelas fácies arenito com estratificação cruzada acanalada com filme de argila (Aaf), arenito com laminação plano-paralela e de baixo-ângulo (Apb). Estratificações recumbentes são observadas em camadas isoladas e laminação convoluta é bastante comum na base dos *foresets*, realçadas pela presença de grãos de hematita. As concentrações de grãos de hematita frequentemente realçam as estruturas.

6.6.2.3 Associação de fácies 5 (AF5) – Planície de maré

A associação AF5 é constituída por camadas de pelitos, ritmitos e arenitos finos expostos em voçorocas (Figuras 6.3 perfis 7, 9 e 11) e encosta de morros na região da Serra do Funil (Figura 6.3, perfis 3,4). Estes depósitos estão organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes de 0,4 a 0,8 m de espessura, compondo camadas de até 4 m de espessura que intercalam-se com os depósitos da AF6 e AF4 ao longo da porção superior da sucessão costeira. Os depósitos da AF5 agrupam as fácies de pelito/arenito com gretas de contração (PAg), ritmito com acamamento *flaser* e *wavy* (Rfw), arenito/pelito com bandamento de maré (APm) e brecha (B).

6.6.2.4 Associação de fácies 6 (AF6) - Canal de maré

A associação de fácies AF6 é caracteriza por depósitos das fácies arenito/pelito com estratificação cruzada tangencial com filmes de argila (Atg), arenito com estratificação plano-paralela e de baixo-ângulo (Apb), arenito/pelito com bandamento de maré (APm) e brechas intraformacionais (B). Estes depósitos formam ciclos granodecrescentes ascendentes com espessuras de até 2m. Depósitos da fácies B constituída de fragmentos tabulares, angulosos a subangulosos de pelitos, subordinadamente arenitos, compondo a base dos ciclos com lentes de 0,5 m de extensão com 0,2 m de espessura. Estes depósitos estão associados à acumulações residuais (*lags*) na base dos *foresets* de maré, e estratificações cruzadas acanaladas com filmes de argila, ocorrendo sotopostos ou lateralmente contínuos as estruturas.

6.6.3 Formação Igarapé Cabo Sobral

6.6.3.1 Associação de fácies 2 (AF2) - Canal entrelaçado ii

Os depósitos da AF2 englobam camadas de arenito e conglomerados com geometria tabular, mas camadas lenticulares também são comuns. Estes depósitos possuem excelente continuidade lateral alcançando quilômetros de extensão, e espessura variando de 3 a 30 m de espessura, sendo facilmente observadas sustentando as cristas dos morros na parte central da Serra do Tepequém, em regiões de relevo acidentado (Figura 1.1). Os depósitos da AF2 são encontrados na forma de lajedos, paredões de até 2 m de altura e no topo de voçorocas (Figura 6.12). Estes depósitos matem contato basal através de superfície erosiva, discordância D2 (Figura 6.12), com àqueles das associações AF5 e AF6. O contato superior não é observado na região estudada. A AF2 é composta das fácies arenitos seixoso com estratificação cruzada acanalada (Asa), conglomerado oligmítico (Co), estas fácies são descritas a seguir. A presença de clastos (seixos) quase que exclusivamente de quartzo, subarredondados a bem-

arredondados, até com alta esfericidade, constituem importante característica dos depósitos da AF2. Os arenitos da fácies (Asa) apresentam estratificação cruzada predominantemente acanalada, e subordinadamente tabular, estas são de pequeno a médio porte com *sets* variando entre 0,3 a 1,2 m de espessura, formando *cosets* de mais de 3 m de espessura, apresentam seixos de quartzo ao longo dos planos de estratificação. Nas acanaladas os planos de estratificação passam a ondulados nos *foresets*, onde também se acumulam depósitos residuais (*lags*) marcando o limite dos *sets*. O acamamento ondulado (*ripple bedding*) é comum nas terminações dos *foresets* das estratificações cruzadas acanaladas, formado por sucessivos estratos ondulados com espessura de até 2 cm, constituindo camadas com 4-7 estratos perfazendo até 10 cm de espessura, seixos de quartzo são envolvidos pelas ondulações. *Sets* de arenitos médios da fácies (Asa) apresentam estratificação cruzada tabular sobrepondo os de acanalada, intercalações entre os dois são encontradas. Estratos de arenitos finos com estratificação plano-paralela, às vezes, com lineação de partição compõe topo de camadas. Estratificação convoluta e recumbente ocorrem de forma restrita em camadas isoladas. A fácies Co é constituída por ortoconglomerados oligomíticos com estrutura maciça, com camadas de geometria tabular e espessura de 10 -50 cm, podendo alcançar 2 m. Estas camadas possuem dezenas de metros de extensão, e formam *cosets* de 2 m de espessuras, que se intercalam aos arenitos da Asa formando camadas de 3-30 m que compõe os expressivos depósitos da AF2. O arcabouço dos ortoconglomerados oligomíticos é constituído de seixos, e calhaus subordinados, quase que exclusivamente de quartzo leitoso, mas também são encontrados de arenitos, pelitos e rochas vulcânicas. A matriz é composta de areia grossa a média com grânulos. As principais diferenças marcantes entre AF1 e AF2 são o tipo de conglomerado, polimítico na primeira e oligomítico na segunda, e a abundância de grãos de hematita marcando as estruturas sedimentares das rochas na AF2.



Figura 6.12: Superfície erosiva de discordância do topo Grupo Arai, marcando o contato entre depósitos de planície de maré da Formação Serra do Funil – Grupo Arai sotopostos a depósitos de arenitos da Formação Cabo Sobral – Grupo Suapi.

6.7 ANÁLISE DE PALEOCORRENTES

A análise das propriedades direcionais de estruturas sedimentares proporciona informações sobre o paleofluxo, declive principal do terreno, além de ser importante na interpretação paleoambiental e paleogeográfica. Quando no afloramento as medidas foram feitas principalmente nos *sets* de estratificação cruzada de maior porte por apresentarem maior confiabilidade na determinação do paleofluxo (Fernandes 1992). Todas as medidas foram horizontalizadas devido à presença de mergulhos tectônicos superiores a 5° com o intuito de excluir erros consideráveis (Lindholm 1987). Na ausência de camadas pelíticas, foram considerados planos de acamamento os limites de *sets* e *cosets*, embora, sejam superfícies erosivas nem sempre posicionadas horizontalmente, paralela a superfície deposicional.

Os dados de paleocorrentes geralmente mostram certo grau de dispersão nas medidas, mas o tratamento estatístico dessas medidas minimiza a dispersão e indica tendências direcionais primárias e secundárias (Boggs Jr. 1987). Os padrões de distribuição de paleocorrentes podem ser classificados como unimodal, bimodal ou polimodal, sendo cada um o reflexo do estilo de dispersão, o que também pode ser usado na indicação do paleoambiente (Scholle & Spearing 1982).

Neste trabalho dados de paleofluxo foram obtidos de estratificações cruzadas acanalada, tabular, sigmoidal e estratificação cruzada acanalada com filme de argila nos *foresets*. Além disso, foram realizadas algumas medidas de lineação de partição em camadas de arenito com estratificação plano-paralela. As medidas de paleocorrente foram obtidas a partir da medição do sentido dos eixos das estratificações cruzadas acanaladas, bem como, o sentido do mergulho dos planos de *foresets* das estratificações cruzada tabular e sigmoidal. Os dados obtidos foram reunidos em 3 grupos equivalentes ao sistema fluvial entrelaçada I (Formação Igarapé Paiva), sistema influenciado por maré (Formação Serra do Funil) e sistema fluvial entrelaçada II (Formação Igarapé Cabo Sobral). Esses 3 conjuntos de dados foram plotados em diagrama de roseta (Figura 6.13). As medidas também foram separadas por fácies e plotadas em perfis verticais, seções panorâmicas (Figuras 6.3, 6.11). Os valores plotados nesses diagramas revelaram padrões de distribuição unimodal estreito, unimodal largo e bimodal refletindo a dispersão dos paleofluxos nos dois sistemas fluviais (Figura 6.13 A e C) e nos sistema influenciados por maré (Figura 6.13B).

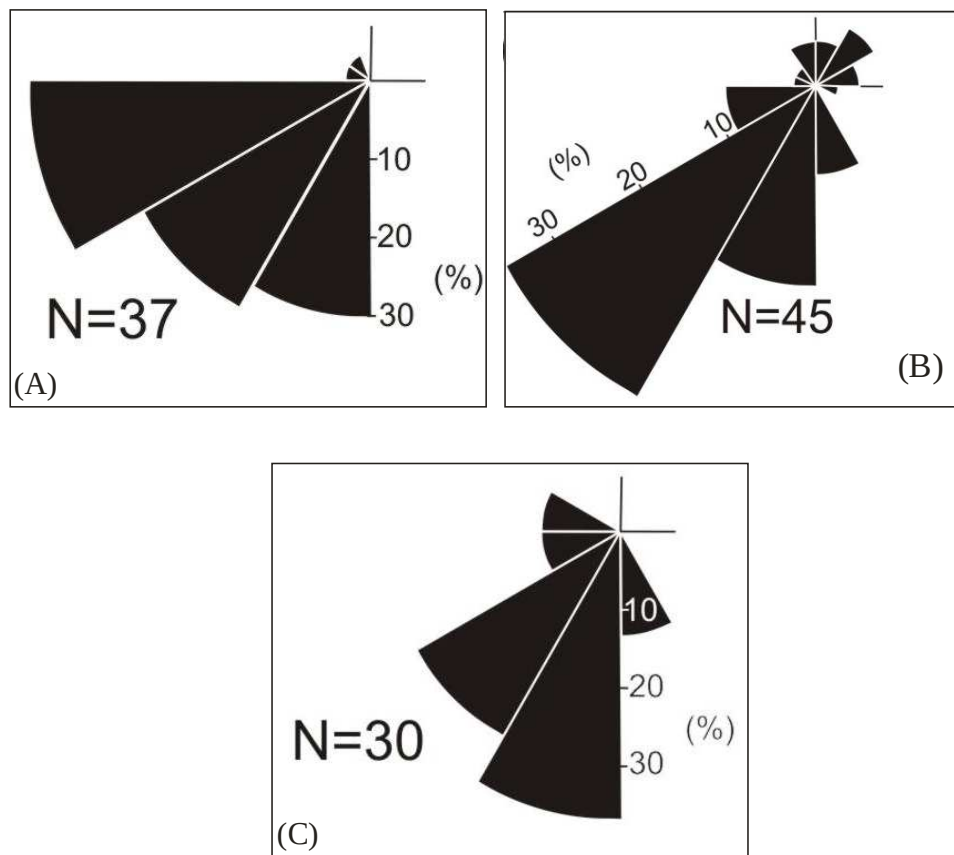


Figura 6.13: Diagramas de roseta mostrando padrões de paleocorrente obtidos de arenitos fluviais (A, B) e arenitos influenciados por maré (C) da Serra do Tepequém.

O arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada do sistema fluvial entrelaçado I (Formação Igarapé Paiva) apresenta padrão unimodal largo de paleocorrente com orientação para direção W-SW (Figura 6.13 A). Este padrão fortalece a interpretação de planície fluvial entrelaçada. Medidas de paleocorrentes oblíquas em relação ao padrão principal refletem a presença de paleofluxos secundários, como por exemplo, lobos sigmoidais de planície de inundação dentro do sistema.

A análise de paleocorrentes do sistema influenciado por maré (Formação Serra do Funil), com medidas realizadas em arenitos com estratificação cruzada, demonstrou dispersão alta a moderada constituindo padrão bimodal SW-NE (Figura 6.13 B). A orientação principal das paleocorrentes para SW está relacionada com a migração de grandes formas de leito de crista sinuosa. O padrão bimodal das medidas reflete a interação dos processos fluviais e de maré dos sistemas envolvidos, com fortes correntes fluviais e de maré vazante no sentido SW, mascarando a corrente subordinada de maré enchente de direção NE (Figura 6.13 B). Esta relação de correntes fluviais para SW e correntes de maré enchente para NE sugere uma linha de costa orientada NW-SE.

O sistema fluvial entrelaçado II (Formação Igarapé Cabo Sobral), representado pelo arenito seixoso com estratificação cruzada acanalada, apresenta padrão unimodal estreito com orientação preferencial para S-SW e classes secundárias nos setores S-SE e W-NW (Figura 6.13 C). Este padrão registra a retomada do sistema fluvial entrelaçado sobre o sistema influenciado pela maré, embora apresentando um padrão de transporte mais para sul em relação ao sistema fluvial entrelaçado I.

6.8 MODELO DEPOSICIONAL

O sistema deposicional da base do Supergrupo Roraima, antiga Formação Arai, e formações correlatas Uairén e Tepequém, apesar de englobar sucessão sedimentar maior do que ocorre na Serra do Tepequém, sempre foi considerado como continental de ambiente fluvial entrelaçado com contribuição eólica e lacustre (Reid 1972, Santos 1985, Reis *et al.* 1988, Pinheiro *et al.* 1990, Reis *et al.* 1990, Reis & Carvalho 1996, Reis & Yáñez 2001, Long 2002, Santos *et al.* 2003). Com exceção do ambiente fluvial, todos os demais ambientes deposicionais apenas foram sugeridos até momento necessitam de comprovação.

A interpretação das associações de fácies revelou que a sucessão da Serra do Tepequém, em sua porção aflorante, representa duas sucessões, compondo um mega ciclo retrogradante - progradante. Na base do ciclo retrogradante encontra-se sedimentos grossos com abundantes grãos hematita, de sistema fluvial entrelaçado rico em carga de fundo, com

canais rasos e planícies de inundação poucos desenvolvidas, sobrepostos por arenitos distais finos a médios influenciados por maré e onda com filmes e camadas de pelitos intercaladas, ritmitos com acamamento *flaser* e *wavy*, pelitos com *tidal bundles* intercalada, arenitos finos com laminação plano-paralela a ondulada, brecha intraformacionais de ambiente de planície e canal de maré compõe topo do ciclo. Uma superfície erosiva é formada, e o segundo ciclo se instala com sedimentos grossos a médios, um novo sistema é implantado semelhante ao primeiro, porém com abundantes seixos de quartzo bem arredondados, arenitos seixosos com estratificação cruzada e ortoconglomerados oligomíticos que compõem o sistema fluvial entrelaçado II.

A retrogradação dos ambientes deposicionais é melhor observada nos afloramentos na estrada que dá acesso a cachoeira do Funil nos pontos 3 e 4 na região noroeste da Serra do Tepequém (Figura 6.3 Perfis 3 e 4; Figura 6.4), onde foi possível empilhar quase 100 m contínuos com camadas pouco perturbadas pela tectônica.

Foi adotada a construção de dois modelos para a sucessão serra com base na discordância no topo do Grupo Arai. O primeiro modelo engloba as associações (AF1), (AF3), (AF4), (AF5) e (AF6). As quais envolvem caracterização dos depósitos fluviais da Formação Igarapé Paiva (AF1 e AF3) e os depósitos influenciados por maré e onda da Formação Serra do Funil (AF3, AF4, AF5), que por sua vez ambas formações compõem o Grupo Arai. (Figura 6.13 fase1). As duas fases do modelo deposicional são mostradas na Figura 6.14.

A fase 1 é caracterizada pela deposição de sedimentos grossos (fácies Aa, Cp) numa região ampla e relativamente extensa formadas por múltiplos canais fluviais de profundidade pequena, onde migravam dunas arenosas (Aa), barras longitudinais de cascalho (Cp), e esporadicamente lençóis de areia migravam por sobre as barras em períodos de descarga alta. Após fase estabilização e implantação dos canais desenvolveram-se as planícies de inundação onde acumulava corpos de água parada, onde lobos suspensão podiam se forma nos períodos de água mais alta pelo rompimento das margens da planície, gerando os depósitos da fácies As, nos períodos descarga menor ou vazante corpos de água para podiam se formar além da planície de inundação, a argila se depositava formando as camadas de pelito (fácies Pl). Ainda na fase 1, com a progradação do sistema de maré, os fácies Aaf, Apb, Rfw PAg, APm e B a compor o cenário da região, formando camadas de pelito, arenito com bandamento de maré, acamamento *flaser* e *wavy*, ritmito, brechas intraformacionais compondo os depósitos de planície de maré, canal de maré e fluvial influenciado por maré.

A fase 2 iniciou com rebaixamento do nível do mar relativo, e conseqüente recuo dos ambientes costeiros, aparentemente de forma rápida, podendo está relacionada um evento geológico regional soerguimento ou vulcanismo. O nível do mar baixo expôs a região a erosão originando a superfície de discordância que limita o topo do Grupo Arai e a base do Suapi. Estabilizada a erosão, o novo sistema fluvial entrelaçado foi implantado como depósitos através da migração de barras cascalhosas, dunas e barras arenosas relativamente grossas com bastante seixos.

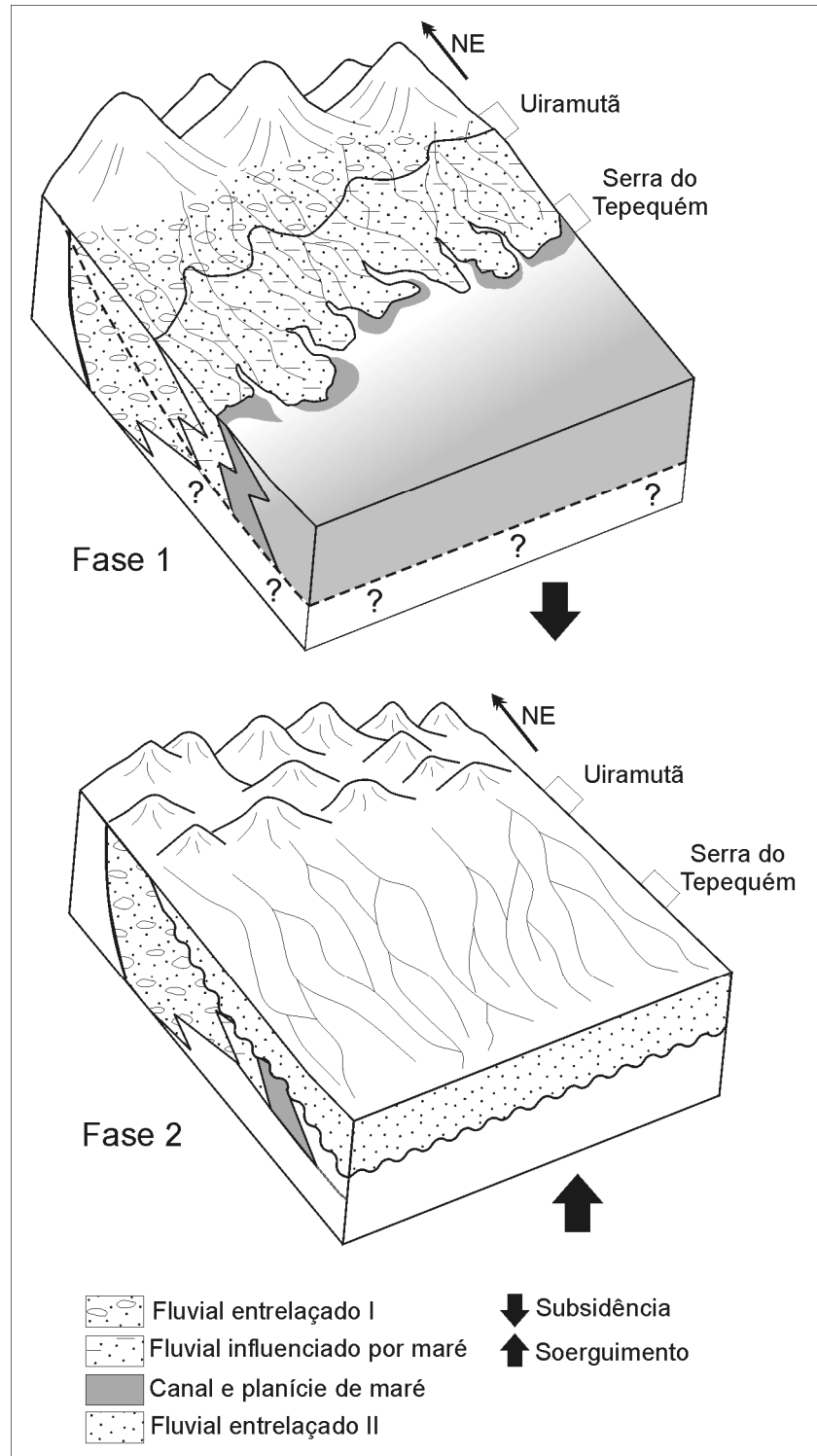


Figura 6.14: Modelo deposicional para a sucessão da Serra do Tepequém. Fase 1, esta fase em que ocorre a retrogradação do sistema fluvial entrelaçado I e do sistema influenciado pela maré por sobre o fluvial. Fase 2, esta fase é onde ocorre o desenvolvimento da discordância e posterior implantação dos sistemas fluvial entrelaçado II.

6.9 CONCLUSÃO

Os estudos de análise de fácies e estratigráficos realizados na sucessão da Serra do Tepequém permitem afirmar que a sucessão sedimentar registra um mega ciclo retrogradante-progradante composto de duas sucessões, com os depósitos organizados em ciclos granodecrescente ascendentes. A primeira agrega os depósitos fluviais entrelaçados inseridos na Formação Igarapé Paiva e os costeiros influenciados por maré e onda na Formação Serra do Funil, estas duas unidades são pertencentes ao Grupo Arai. Separados por discordância os depósitos fluviais inseridos na Formação Cabo Sobral, pertencentes a base do Grupo Suapi, ocorrem recobrimo a discordância. A discordância que separa os dois grupos é interpretada como limite de sequência, sendo aqui mencionado pela primeira vez como tal. Esta superfície possui abrangência regional. A modelagem deposicional aliado aos estudos de pelocorrentes revelou que a sucessão da Serra do Tepequém é composta de depósitos de dois sistemas fluviais entrelaçados que migravam para SW, intercalado por um sistema influenciado por maré e onde, sugerindo a existência de uma linha de costa orientada na direção NW-SE.

6.10 REFERÊNCIAS

- Aguerrevere S.E., López V.M., Delgado O.C. Freeman C.A., 1939. Exploración de la Gran Sabana. *Revista de Fomento*, **3**: 501-729.
- Borges F.R. & D'Antona R.J.G. 1988. Geologia e mineralizações da serra Tepequém. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anais*, v.1, p.155-163.
- Bouman Q.C. 1959. The Roraima Formation, Northern part of Territorio do Rio Branco. Belém, Petrobrás/Renor, *Relatório Interno*, 350-A, 17 p.
- Brown C.B., Sawkins, J.G., 1875. Reports on the physical and economic geology of British Guiana. *Longmass Green*, London, 297 p.
- Cant D.J. & Walker R.G. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, **25**: 625–648.
- Collinson J.D. 1986. Alluvial sediments. In: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environment and Facies*. Blackwell Scientific, Oxford, p. 20–62.
- Cudzil M.R. & Driese S.G. 1987. Fluvial, tidal and storm sedimentation in the Chilhowee Group (Lower Cambrian), northeastern Tennessee. *Sedimentology*, **34**: 861–883.
- Dalton L.V. 1912. On the geology of Venezuela. *Geol. Mag.*, **9**, 203-210.
- Fernandes Filho L.A. 1990. Estratigrafia da Serra do Tepequém. In: SBG, Cong. Bras. Geol. 36, Natal, *Anais*, v.1, p. 199-210.
- Fernandes L.A. 1992. *A cobertura cretácea basáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): Os grupos Bauru e Caruá*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 129p.
- Fernandes Filho L.A. & Nogueira A.C.R. 2003. Fácies de um Sistema Fluvial-Litorâneo Proterozoico na Serra do Tepequém, estado de Roraima. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., **8**, Manaus, CD-ROM.
- Gibbs A.K. & Barron C.N. 1983. The Guiana Shield Reviewed. *Episodes*, **7**: 4-18.
- Gibling M.R. & Rust B.R. 1984. Channel margins in a Pennsylvanian braided fluvial deposit: the Morien Group near Sydney, Nova Scotia, Canada: *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**: 773-782.
- Lindholm R. C. 1987. A practical approach to sedimentology. London, Allen & Unwin. 276p.
- Long D.G.F. 2002 Aspects of Late Palaeoproterozoic fluvial style: the Uairén Formation, Roraima Supergroup, Venezuela. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, **33**: 323-338.
- Miall A.D. 1981. Alluvial sedimentary basins. Tectonic setting and basin architecture. In: Miall A.D. (ed.), *Sedimentation and Tectonics in alluvial basins*. Geological Association of Canada, *Special Publication*, **23**: 1–33.
- Montalvão R.M.G., Muniz M.B., Issler R. S., Dall'Agnol, R., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Silva G.G. 1975. Geologia da Folha NA.20 – Boa Vista e parte das Folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.20 - Boa Vista e parte das Folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21. Rio de Janeiro, 1975. (Levantamento de Recursos Minerais, 8).
- Pinheiro S.S., Reis N.J., Costi H.T. 1990. Geologia da Região de Caburá -nordeste de Roraima; Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, **1**, 1-91.
- Reid A.R. 1972. Stratigraphy of type area of the Roraima Group, Venezuela. Interguyana Geological Conference, **9**, Georgetown. Proceedings, p. 343-353.
- Reis N.J. & Carvalho A.S. 1996. Coberturas sedimentares do Mesoproterozoico do estado Roraima – Avaliação e discussão de seu modo de ocorrência. *Revista Brasileira Geociências*, **26**:217-226.
- Reis N.J. & Fraga L.M., 1999. Estratigrafia: Sinópsse Estratigráfica. In: Fraga, L.M.(Ed.). Programa de Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas

- NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas, --Brasília: CPRM, 1999. Relatório final, cap. 3.1, 15-17.
- Reis N.J., Pinheiro S.S., Costi H.T., Costa J.B.S. 1990. A cobertura sedimentar proterozóica média do Supergrupo Roraima no norte do Estado de Roraima, Brasil: Atribuições aos seus sistemas deposicionais e esquema evolutivo da sua borda meridional. Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. *Anais*, v.1, p. 66-81.
- Reis N.J., Pinheiro S.S., Costi H.T., Souza Cruz C.E. 1988. A Subdivisão do Grupo Suapi no Contexto do Supergrupo Roraima, porção setentrional do T.F. de Roraima. In: SBG, Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, *Anais*, v.1: p. 389-398
- Reis N.J. & Yánes G. 2001. O Supergrupo Roraima ao da faixa de fronteira entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén – Monte Roraima). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 2:113-144.
- Santos J.O.S. 1985. A subdivisão estratigráfica do Grupo Roraima. Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém, *Anais*, v.1, p. 421-431.
- Santos J.O.S., Potter P.E., Reis N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R., McNaughton N.J. 2003. Age, source and Regional Stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like Sequences in Northern South America, based on U-Pb Geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 115:331-348.
- Scholle P.A. & Spearing D. 1982. Sandstone depositional environments. *American Association of Petroleum Geologists*, AAPG memoir 31, Tulsa, Oklahoma, 410 p.
- Truckenbrodt W., Fernandes Filho L.A., Nogueira A.C.R., Reis N.J. 2008. Stratigraphy of Paleoproterozoic Arai Group, Southern part of Guyanas Sheild, Brazil. In: IAS-SEPM, Meeting of Sedimentology, 26, Bochum-Alemanha. CD-ROM.
- Walker R.G. & Cant D.J. 1984. Sandy Fluvial Systems. In: Walker R.G. (ed.), *Facies Models* (2 ed.). Geoscience, Canada, *Reprint Series* 1:71-89.
- Walker R.G. & James N.P. 1992. *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geol. Ass. Canada, 454p.
- Zhao G., Sun M., Simon A.W., Li S. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup, *Earth-Science Reviews*, 67:91-123.

CAPÍTULO 7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

As análises faciológica, estratigráfica e geométrica-estrutural das rochas, permitiram um melhor entendimento das correlações e caracterização da sucessão sedimentar da Serra do Tepequém e da região da Vila do Uiramutã, que permite as seguintes conclusões:

- A redescritção e redefinição da Formação Arai, com a hierarquização da unidade para Grupo Arai, baseada em análise de fácies e em discordância regional encontrada nas duas regiões do Tepequém e Uiramutã, se fez necessária para agrupar rochas depositadas em uma mesma sucessão limitada por discordâncias, facilitando a correlação estratigráfica da unidade;
- A sucessão da Serra do Tepequém é composta de 11 fácies sedimentares, constituídas por arenitos grossos a finos, arenitos argilosos, conglomerados, ritmitos pelito/arenito e brechas intraformacionais. As fácies organizam-se em 6 associações correspondendo aos ambientes de canal entrelaçado I e II, planície de inundação fluvial influenciado por maré e onda, planície de maré e canal de maré;
- A sucessão sedimentar da Serra do Tepequém possui aproximadamente 400 m e é formada por rochas das formações Igarapé Paiva e Serra do Funil, do Grupo Arai, e Formação Igarapé Cabo Sobral, do Grupo Suapi. O Grupo Arai é limitado por discordância erosiva na base e no topo. Esta sucessão representa um megaciclo retrogradante-progradante com depósitos fluviais de arenito e de conglomerado com abundantes grãos de hematita provenientes da Formação Igarapé Paiva, na base, sobrepostos por arenito argilosos, pelitos e ritmitos de ambiente costeiros da Formação Serra do Funil, representando a fase retrogradante. No topo ocorrem sobre a superfície de discordância os arenitos e conglomerados fluviais da Formação Igarapé Cabo Sobral, representando o ciclo progradante;
- A presença de fácies geradas por maré e onda aponta para áreas de sedimentação bem mais extensas que os limites da Serra do Tepequém, em contraposição à idéia de bacias restritas, bem como a sua correlação com o bloco Pacaraima, indicando a existência de conexões provavelmente mais amplas, com áreas oceânicas maiores que a parte atualmente preservada da bacia;
- A análise estrutural das rochas da Serra do Tepequém revelou um arranjo de camadas com mergulhos preferenciais para SE e NW, disposto em domínios de direção NE-SW (N65°E), os quais estão limitados por falhas oblíquas com rejeitos normais e inversos. A estrutura da Serra do Tepequém possui arranjos de camada/falha com dobras em *chevron*

e *kink bands*, que tem reflexo principalmente no padrão observado em escala quilométrica, bem visualizado nos produtos de sensores remotos.

- A deformação das rochas na serra está distribuída em diferentes domínios, cujos limites são as falhas oblíquas NE-SW que acompanham as direções das estruturas planares regionais. Trata-se de deformação produzida em regime rúptil a rúptil-dúctil, afetando camadas com diferentes competências e características mecânicas a esse estilo de deformação;
- A história tectônica regional pode ser sumariamente relacionada inicialmente a presença de forte trama dúctil nas rochas do embasamento adjacente, vulcânicas do Grupo Surumu, granitos das suítes Pedra Pintada e Saracura, e as associadas ao Cinturão Cauarane-Coereni, onde importantes bandas e zonas de cisalhamento delineiam o quadro dúctil da estruturação regional.

O arcabouço geométrico observado é característico de um ambiente de deformação de nível crustal raso a médio, onde a história tectônica é controlada por reativações de planos de fraqueza pré-existentes nas tramas antigas, dúcteis, do embasamento. Assim sendo, a sucessão de rochas siliciclásticas que hoje compõe a Serra do Tepequém, pertencentes aos grupos Arai e Suapi, base do Supergrupo Roraima, constitui parte preservada de uma ampla bacia seccionada por soerguimentos e erosão, em discordância sobre o embasamento.

REFERÊNCIAS

- Aguerrevere S.E., López V.M., Delgado O.C., Freeman C.A. 1939. Exploración de la Gran Sabana. *Rev. de Fomento*, 3(19): 501-729.
- Amaral G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. Tese de Livre docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p.
- Anderson C.W. & Dunn W.A. 1895. *The Kaieteurian Conglomerate Prospection Expedition*: Govt. of British Guiana Adm. Report. Georgetown. Lib. of G.S.G., (280):480.
- Barron C.N. 1966. Notes on the stratigraphy of Central British Guiana. In: DNPM, Conferência Geológica Interguianas, 6, *Anais*, (41):121-126.
- Bonfim L.F.C., Ramgrab G.E., Uchôa I.B., Medeiros J.B., Viégas Filho J.R., Mandetta P., Kuyumjian R.M., Pinheiro S.S. 1974. *Projeto Roraima*. Manaus, DNPM/CPRM, Relatório Final, vol. IA-D, II.
- Borges F.R. & D'Antona R.J.G. 1988. Geologia e mineralizações da serra Tepequém. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, *Anais*, 1:155-163.
- Bouman Q.C. 1959. *The Roraima Formation, northern part of Territorio do Rio Branco*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/RENOR, Relatório Técnico Interno, 350-A, 17 p.
- Braun O.P.G. 1973. *Projeto Roraima, 2a Fase. Levantamento geológico integrado*. Manaus, DNPM/CPRM, Relatório de mapeamento preliminar ao milionésimo, correspondente à "Fotointerpretação preliminar". 218 p.
- Brown C.B. & Sawkins J.G. 1875. *Reports on the physical and economic geology of British Guiana*. London. Longmass Green. 297 p.
- Castro J.C. de & Barrocas S.L.S. 1986. *Fácies e ambientes deposicionais do Grupo Roraima*. Rio de Janeiro. PETROBRÁS-CENPES, Relatório Técnico, 20p.
- Conolly, H.J.C. 1925. Preliminary survey of the Mazaruni and Puruni diamond fields. *Geol. Surv. Britsh Guiana Bull.*, 1:100 p.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Baars F.J., Delgado I. M., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Santos J.O.S. 2002. *Geologia e recursos minerais da Amazônia Brasileira; região cratônica. Escala 1:1.750.000*. Sistema de Informações Geográficas-SIG. Brasília, CPRM, CD-Rom.
- Dalton L.V. 1912. On the geology of Venezuela. *Geol. Mag.*, 9:203-210.
- Emery D. & Myers K.J. 1996. *Sequence stratigraphy*. London, Blackwell Science, 297p.
- Fernandes Filho L.A. & Nogueira A.C.R. 2003. fácies de um Sistema Fluvial-Litorâneo Proterozóico na serra do Tepequém, estado de Roraima. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, *Anais*, Manaus. CD-Rom.
- Keats W. 1973. The Roraima Formation in Guayana: A revised stratigraphy and a proposed environment of deposition. In: Cong. Latino Americano Geológico, 2, Caracas. *Boletín Especial*, 7:901-940.
- Leckie D.A. & Singh C. 1991. Estuarine deposits of the Albian Paddy Member (Peace River Formation) and Lowermost Shaftesbury Formation, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61:825-849.
- Long D.G.F. 2002. Aspects of Late Palaeoproterozoic fluvial style: The Uairén Formation, Roraima Supergroup, Venezuela. *International Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 33:323-338.
- McClay K.R. 1996. *The Mapping of Geological Structures*. John Wiley Eds. 161 p.

- Montalvão R.M.G., Muniz M.B., Issler R.S., Dall'Agnoll R., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Silva G.G. 1975. Geologia. In: CPRM/DNPM, *Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.20 - Boa Vista e parte das Folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21.* Rio de Janeiro, **8**:13-136.
- Paiva G. 1929. Geologia do alto Rio Branco. Traços principais. In: DNPM, Relatório Anual do Serviço Geológico e Mineralógico. Rio de Janeiro, p. 12-16.
- Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda Y Ojeda H., Fúlfaro V.J., Ponçano W.L. 1986. Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(4):370-415.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução Tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na Borda Leste do Craton Amazônico, Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(4):597-606.
- Pinheiro S.S., Nunes A.C.B., Costi H.T., Yamaguti H.S., Faraco M.T.L., Reis N.J., Menezes R.G., Riker S.R.L., Wildner W. 1981. Projeto Catrimani-Urariqüera. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, v.I-A.
- Pinheiro S.S., Reis N.J., Costi H.T. 1990. *Geologia da Região de Caburaí, Nordeste de Roraima. Escala 1:100.000. Estado de Roraima.* Relatório Final. Manaus, CPRM, v.1, 91p.
- Posamentier H.W., Jervey M.T., Vail P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I- a conceptual framework. In: Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM, Special Publication, **42**:109-124.
- Posamentier H.W., Jervey M.T., Vail P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II- sequence and systems tract models. In: Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM, Special Publication, **42**:125- 154.
- Preim H.N.A., Boelrick M.A.I.M., Herbeda E.H., Verdurmen E.A.Th., Verschure R.H. 1973. Age of the Precambrian Roraima Formation in Northeastern South America: evidence of isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic rocks in Surinam. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**:1677-1684.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology; strain analysis*. London, Academy Press. v.1, 308p.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology; folds and fractures*. London, Academy Press. v.2, p.309-700.
- Reid A.R. 1972. Stratigraphy of type area of the Roraima Group, Venezuela. In: Interguyana Geological Conference, 9, Georgetown, *Proceedings*, **6**: 343-353.
- Reis N.J. & Carvalho A.S. 1996. Coberturas sedimentares do Mesoproterozóico do estado Roraima – Avaliação e discussão de seu modo de ocorrência. *Rev. Bras. Geoc.*, **26**(4):217-226.
- Reis N.J. & Fraga L.M. 1999. Estratigrafia: Sinopse Estratigráfica. In: Fraga L.M. (Sup.). Programa de Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. Brasília, CPRM, Relatório final, p. 15-17.
- Reis N.J. & Yánes G. 2001. O Supergrupo Roraima ao da faixa de fronteira entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén – Monte Roraima). In: Reis N.J. & Monteiro M.A.S. (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **2**:113-144.

- Reis N.J., Fraga L.M.B., Faria M.S.G., Almeida M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *Géologie de la France*, (2-3-4):121-134.
- Reis N.J., Pinheiro S.S., Carvalho J.E. 1985. Subdivisão litoestratigráfica da Formação Suapi - Grupo Roraima - Território Federal de Roraima. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2, Belém, *Anais*, **1**:408-420.
- Reis N.J., Pinheiro S.S., Costi H.T., Costa J.B.S. 1990. A cobertura sedimentar proterozóica média do Supergrupo Roraima no norte do Estado de Roraima, Brasil: Atribuições aos seus sistemas deposicionais e esquema evolutivo da sua borda meridional. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal, *Anais*, **1**:66-81.
- Santos J.O.S. & D'Antona R.J.G. 1984. A Formação Arai e a subdivisão do Grupo Roraima. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, p.1162-1173.
- Santos J.O.S. 1985. A subdivisão estratigráfica do Grupo Roraima. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2, Belém, *Anais*, **1**:421-431.
- Santos J.O.S., Potter P.E., Reis N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R., McNaughton N.J. 2003. Age, source and Regional Stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like Sequences in Northern South America, based on U-Pb Geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **115**(3):331-348.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E. 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,
- Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S., Sangree J.B., Bubbs J.N., Hatlelid W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *In: Payton C.E. (Ed.). Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG. Memoir **26**:49-212.
- Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D. 1990. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies*. Tulsa, AAPG, Methods in Exploration, 7, 55p.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.W., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Handberg J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In: Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (Eds.). Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM, Special Publication, Tulsa, **42**: 39-46.
- Walker R.G. 1990. Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**:777-786.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker R.G. & James N.P. (Eds.). Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, 1-14 p.
- Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. 1988. *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM, Special Publication, Tulsa, v. 42, 407p.
- Wizevich M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. *In: Miall A.D. & Tyler N. (Eds.). The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery: Concepts in Sedimentology and Paleontology*. SEPM, **3**:22-24.

Yanez G.A. 1972. Provincia geológica de Roraima; geología estructural y geomorfología de su parte septentrional entre los ríos Paragua y Caroni (Venezuela). *In*: MMH, Congreso Geológico Venezolano, 4, Caracas, *Memoria*, 5:372-374.