RELATÓRIO SOBRE OS ESTUDOS DE VIABILIDADE PARA APROVEITAMENTOS HIDRELÉTRICOS NO RIO MADEIRA

APROVEITAMENTO HIDRELÉTRICO DO SANTO ANTÔNIO (AHE – SANTO ANTÔNIO)

CAPITULO I

GEOLOGIA, RECURSOS MINERAIS e ATIVIDADE GARIMPEIRA

MINISTRA DE MINAS E ENERGIA

Dilma Vana Roussef

SECRETÁRIO DE MINAS E METALURGIA

Giles Carriconde Azevedo

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

Diretor-Presidente

Agamenon Sérgio Lucas Dantas

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Manoel Barretto da Rocha Neto

Chefe da Residência de Porto Velho

Luiz Antônio da Costa Pereira

Projeto Rio Madeira

Coordenação: Gilmar José Rizzotto

Responsável Técnico: José Guilherme Ferreira de Oliveira

Equipe Executora:

Geologia: Gilmar José Rizzotto, José Guilherme Ferreira de Oliveira, Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros, João Marcelo Rodrigues de Castro

Recursos Minerais: Antônio Cordeiro, Gilmar José Rizzotto, Marcos Luiz do E.S. Quadros

Geomorfologia: Amílcar Adamy, Marcelo Eduardo Dantas

Hidrogeologia: Homero de Melo Reis Junior

Geoprocessamento: Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros

APRESENTAÇÃO

O presente relatório tem o objetivo precípuo de cumprir o que preceitua o Convênio nº 15.002 de 2004, firmado entre FURNAS CENTRAIS ELÉTRICAS S.A. e a COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - CPRM, cujo objeto é a realização do levantamento de informações geológicas, recursos minerais, geomorfológicas e hidrogeológicas, visando subsidiar o Estudo de Viabilidade dos Aproveitamentos Hidrelétricos de Jirau e Santo Antônio, os quais abrangem as áreas de Influência Indireta (AII) e Direta (AID) dos referidos empreendimentos, localizados no rio Madeira, à montante da cidade de Porto Velho-Rondônia.

Os resultados aqui apresentados, são referentes à área do aproveitamento do Santo Antônio e foram construídos a partir da integração de dados obtidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em trabalhos de campo, desde a década de setenta, juntamente com os dados obtidos durante etapas de campo desenvolvidas nos meses de setembro, outubro e novembro de 2004, já como parte do convênio em epígrafe.

O relatório abrange três capítulos temáticos, assim distribuídos: Capítulo I – Geologia, Recursos Minerais e Atividades Garimpeira; Capítulo II – Geomorfologia, e, Capítulo III – Hidrogeologia, além de incluir, como anexos, os mapas geológicos, recursos minerais, de pontos de afloramentos descritos, atividade garimpeira, direitos minerários, geomorfológicos e hidrogeológicos. No item relativo a dinâmica fluvial, utilizou-se de alguns afloramentos e exemplos já citados no relatório do Jirau, por serem bastante didáticos e refletirem os aspectos regionais do tema em estudo.

Este relatório é parcial e apresenta os resultados dos estudos efetuados até a presente data, dependendo ainda dos resultados de análises petrográficas, geocronológicas e geoquímicas.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 9
2 METODOLOGIA 10
3 GEOLOGIA 13
4 ESTRUTURAS E TECTÔNICA REGIONAL 56
5 DINÂMICA FLUVIAL E PROCESSOS ASSOCIADOS 60
6 RECURSOS MINERAIS 68
7 BIBLIOGRAFIA 79

FIGURAS ILUSTRATIVAS:

Figura 1 Mapa de localização dos empreendimentos hidrelétricos no rio Madeira 10
Figura 2 Mapa de localização dos projetos consultados 11
Figura 3 Saprolito argiloso, vermelho-alaranjado, (1), recoberto por uma camada de laterito nodular/pisolítico (2) 27
Figura 4 Feição mesoscópica do metatufo da Formação Mutum-Paraná, saprolitizado 28
Figura 5 Feição mesoscópica do metatufo Mutum-Paraná apresentado injeções esbranquiçadas quartzo-feldspáticas (1), cortando a foliação metamórfica (2) 28
Figura 6 Feição mesoscópica do metatufo do ponto JM - 142, localizado a 12 Km - jusante de Morrinhos 29
Figura 7 Textura do biotita sienogranito, de granulação grossa, aflorante na margem direita da cachoeira do Santo Antônio (Afloramento JG-139) 30
Figura 8 Parede da cava da Pedreira da Rondomar (JG-224), mostrando rochas híbridas derivadas de mistura de magma granítico com magma máfico 31
Figura 9 Exposição do granito Santo Antônio no interior da cava da Pedreira da Rondomar 32
Figura 10 Feição mesoscópica mostrando detalhe da rocha híbrida da figura 8 33
Figura 11 Pegmatito (1) com turmalina preta (2), associado ao biotita sienogranito Santo Antônio. Afloramento (JG-128) 33
Figura 12 Contato entre sienogranito porfirítico de granulação grossa (1) com sienogranito de granulação fina a média (2), (Afloramento JG-128) 34
Figura 13 Detalhe da figura anterior. Feição mesoscópica do sienogranito porfirítico de granulação fina a média 34

Figura 14 Feição mesoscópica do sienogranito porfirítico de granulação fina a média, destacando o sistema de fraturamento NNE e WNW..... 35
Figura 15 Textura rapakivi observada no granito de natureza subvulcânica, aflorante no ponto JG-128..... 35
Figura 16 Feição mesoscópica do litotipo do afloramento JG-127, apresentando aglomerados de máficos (1) e pontuações de pirita..... 36
Figura 17 Feição mesoscópica do dique de sienito intrudido (1) no sienogranito (2)..... 37
Figura 18 Feição mesoscópica mostrando granito isotrópico (1) pertencente a Suíte Intrusiva Teotônio intrudido em metatufo (foliado) da Formação Mutum-Paraná (2), ambos saprolitizados. Afloramento localizado no leito do rio Madeira e observável somente na época de seca..... 38
Figura 19 Feição mesoscópica mostrando granito isotrópico (1) pertencente a Suíte Intrusiva Teotônio intrudido em metatufo (foliado) da Formação Mutum-Paraná (2)..... 40
Figura 20 Bolsões pegmatóides tardios (1) intrudidos em sienogranito (2)..... 40
Figura 21 Diques apliticos seccionando rocha calcissilicática (1) mostrando duas gerações de intrusões (2 e 3)..... 41
Figura 22 Paisagem mostrando afloramentos de sienogranito na cachoeira de Morrinhos. No fundo, relevo colinoso característico de terreno granítico..... 41
Figura 23 Paisagem mostrando afloramentos de sienogranito no leito do Madeira. Ponto de afloramento JM-141 (trecho Morrinhos-Teotônio)..... 42
Figura 24 Feição mesoscópica do sistema de fraturamento do ponto JM-141. Bússola indicando norte geográfico..... 42
Figura 25 Paisagem mostrando afloramento rochoso referente ao ponto JG-104 (biotita sienogranito, granulação grossa, róseo, porfirítico)..... 43
Figura 26 Feição mesoscópica do afloramento JG-104 (biotita sienogranito) mostrando sistema de fraturas anastomosadas, com atitude predominante segundo E-W / subvertical..... 44
Figura 27 Textura de outra Fácies (biotita sienogranito porfirítico) observada no afloramento JG-99, contigüo ao ponto JG-104..... 44
Figura 28 Textura do sienogranito porfirítico observada no afloramento JG-99..... 45
Figura 29 Afloramento de biotita sienogranito (fácies dominante), róseo, granulação grossa, e fácies esbranquiçada com aglomerados de biotita (fácies secundária).(Ponto JG-119)..... 45

Figura 30 Paisagem da Cachoeira do Rio Bonito com exposição do biotita sienogranito, intensamente fraturado..... 46
Figura 31 Feição mesoscópica no afloramento JG-186, mostrando diques sin-plutônicos de riolito intrudidos no corpo granítico, segundo a atitude N35W/subv..... 47
Figura 32 Feição mesoscópica do afloramento JG-186, mostrando veios de quartzo preenchendo fraturas fechadas com direção norte-sul..... 47
Figura 33 Feição textural do granito Caracol (afloramento JG-186)..... 48
Figura 34 Detalhe de afloramento de sienogranito afetado por microfalha disposta na direção N-S, deslocando vênula de quartzo associada à fratura NW-SE..... 49
Figura 35 Feição textural do sienogranito referente ao afloramento JG-118..... 49
Figura 36 Estratificação cruzada de médio porte das areias semi-consolidadas da Formação Madeira (ponto JG-94)..... 52
Figura 37 Topo da camada de areia parcialmente litificada mostrando fraturas que se destacam na superficie (ponto JG-94)..... 52
Figura 38 Seção e perfil esquemático do barranco do rio Madeira nas proximidades da ilha Santana..... 53
Figura 39 Afloramento no barranco do Rio Jaci-Paraná exibido sedimentos argilosos na base e sedimentos silto-argilosos no topo..... 54
Figura 40 Seção esquemática dos sedimentos que constituem a Formação Jaci-Paraná... 55
Figura 41 Quadro geral da neotectônica no estado de Rondônia e adjacências..... 58
Figura 42 Quadro tectônico com principais estruturas geradas e campo tensional..... 58
Figura 43 Migração lateral para SE do canal do rio Madeira (proximidades do lago Cuniã)..... 60
Figura 44 Antigo canal do rio Jaci-Paraná, hoje abandonado e assoreado por sedimentos de granulometria variando de areia a argila..... 63
Figura 45 Barranco na margem esquerda do rio Jaci-Paraná, próximo da sua foz, mostrando intenso processo erosivo em sedimentos arenosos friáveis..... 64
Figura 46 Erosão dos barrancos associados à ação antrópica..... 65
Figura 47 Barra de areia próxima à margem direita do rio Madeira, cachoeira dos Macacos..... 66
Figura 48 Sedimentos finos em processo de desmoronamento..... 67
Figura 49 Tabela de pontos de afloramentos descritos e georreferenciados..... 73

ANEXOS

13 MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE INFLUÊNCIA DIRETA DO SANTO ANTÔNIO (escala 1:100.000).

14 MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE INFLUÊNCIA INDIRETA DO SANTO ANTÔNIO (escala 1:250.000).

15 MAPA DE PONTOS DE AFLORAMENTOS DESCRITOS NA ÁREA DE INFLUÊNCIA DIRETA DO SANTO ANTÔNIO (escala de 1:100.000).

16 MAPA DE ATIVIDADE GARIMPEIRA ATUAL NA ÁREA DE INFLUÊNCIA DIRETA DO SANTO ANTÔNIO (escala 1:100.000).

17 MAPA DE DIREITOS MINERÁRIOS DA ÁREA DE INFLUÊNCIA INDIRETA DO SANTO ANTÔNIO (escala 1:250.000).

18 MAPA DE RECURSOS MINERAIS DA ÁREA DE INFLUÊNCIA DIRETA DO SANTO ANTÔNIO (escala 1:100.000).

19 MAPA GEOMORFOLÓGICO DA ÁREA DE INFLUÊNCIA DIRETA DO SANTO ANTONIO (escala de 1:100.000).

20 MAPA GEOMORFOLÓGICO DA ÁREA DE INFLUÊNCIA INDIRETA DO SANTO ANTÔNIO (escala de 1:250.000).

21 MAPA HIDROGEOLÓGICO DA ÁREA DE INFLUÊNCIA DIRETA DO SANTO ANTÔNIO (escala de 1:100.000).

22 MAPA HIDROGEOLÓGICO DA ÁREA DE INFLUÊNCIA INDIRETA DO SANTO ANTÔNIO (escala de 1:250.000).

23 MAPA DE VULNERABILIDADE NATURAL DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DA ÁREA DE INFLUÊNCIA DIRETA DO ANTÔNIO (escala de 1:100.000).

24 MAPA DE VULNERABILIDADE NATURAL DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DA ÁREA DE INFLUÊNCIA INDIRETA DO ANTÔNIO (escala de 1:250.000).

25 MAPA DE DIREITOS MINERÁRIOS DA ÁREA DE INFLUÊNCIA DIRETA DO SANTO ANTÔNIO (escala 1:100.000).

1. INTRODUÇÃO

O presente relatório é o resultado dos estudos executados nas áreas de influência indireta (AII) e influência direta (AID) do empreendimento do Santo Antônio (fig. 1), no qual está embutido a atualização do conhecimento geológico regional e local, que servirá de suporte para a realização dos levantamentos de outros temas, tais como: recursos minerais, solos, geomorfologia, paleontologia e recursos hídricos. Além disso, o detalhamento dos levantamentos geológicos contribuirá sobremaneira para a elaboração das cartas geotécnicas que permitirão uma orientação dirigida na realização de sondagens, fundações e edificações nos locais do aproveitamento hidrelétrico. Este produto foi elaborado e desenvolvido segundo parâmetros coerentes com a moderna geologia de levantamentos, tratamento e expressão cartográfica de dados em ambiente SIG, com base em informações geológicas coletadas em campanhas de campo e na revisão do acervo de dados preexistentes, acumulados ao longo das últimas três décadas.

Levantamentos geológicos e de pesquisa mineral, que cobriram toda a área da bacia do rio Madeira na região, ou parte desta, foram realizados em escala regional por instituições do Ministério de Minas e Energia (DNPM, CPRM e Projeto RADAM) nas décadas de setenta e oitenta e, ao nível de detalhe, por várias empresas de mineração, destacando-se a C.R. Almeida Mineração S/A, Mineração Oriente Novo Ltda, Mineração da Amazônia, Comércio e Indústria S.A (MACISA) e Ceriumbrás S.A.

Em décadas passadas, na AII desenvolveram-se vários projetos de pesquisa e exploração mineral, tendo na cassiterita e no ouro os principais alvos de empresas de mineração e de garimpeiros. Além destes minerais metálicos, destaca-se, atualmente, a exploração de materiais utilizados na construção civil, tais como brita, areia e argilas para a fabricação de tijolos.

A avaliação da produção atual do ouro do rio Madeira e do potencial mineral da área é fundamental para orientar a atividade garimpeira, além de dar suporte ao possível processo de desapropriação de terras e recomendação aos órgãos competentes para a suspensão de atividades que possam comprometer o funcionamento das futuras usinas.

Esses estudos têm como objetivos precípuos levantar e integrar as informações geológicas em escalas compatíveis com as demandas do planejamento do Aproveitamento Hidrelétrico de Santo Antônio, fornecendo dados técnico-científicos que permitam diagnosticar a influência do empreendimento sobre o meio ambiente. Nesse aspecto, os estudos contemplarão a descrição das unidades litoestratigráficas; a relação direta das rochas que serviram de substrato para a instalação e evolução do rio Madeira; a dinâmica do rio vinculada diretamente com a

neotectônica e aos processos erosivos e deposicionais relacionados. Da mesma forma, descreveremos a atividade garimpeira concentrada, principalmente, na AID com os indicativos de produção de ouro e demais aspectos que envolvem essa atividade.

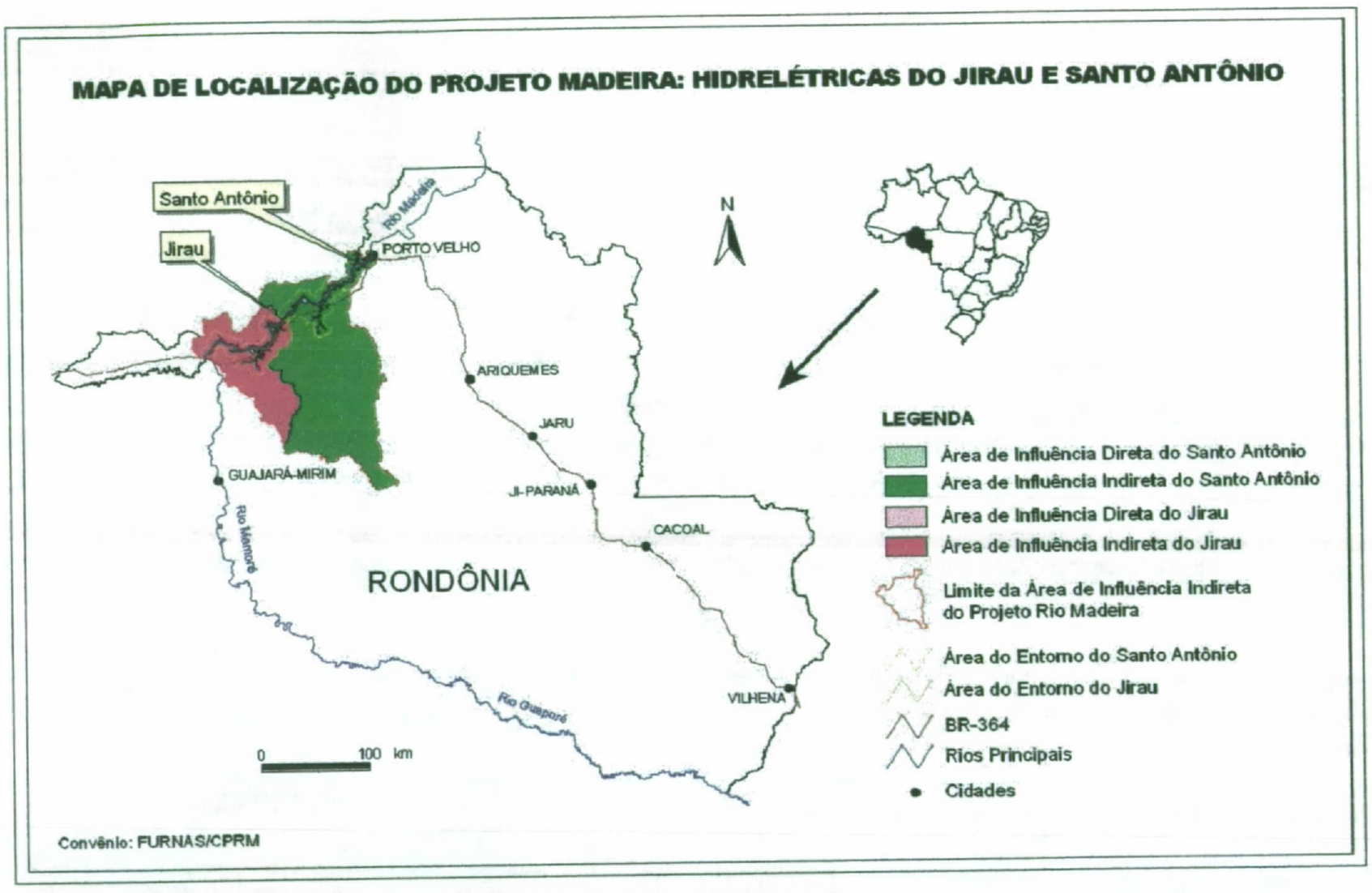


Figura 1 – Mapa de localização dos empreendimentos hidrelétricos no rio Madeira

2. METODOLOGIA

Os procedimentos metodológicos utilizados na execução do projeto, tanto na AII como para a AID, foram agrupados nas seguintes atividades:

2.1. Aquisição de Documentação Técnica

Esta etapa constou da aquisição de imagens de satélite (LANDSAT – TM 7, resolução de 15 m), imagens de radar interferométrico(SRTM) com geração de Modelo Digital de Elevação com resolução de 90 metros e fotografias aéreas (escala 1:110.000). As bases planialtimétricas utilizadas foram aquelas da SEDAM, na escala 1:100.000, onde os dados altimétricos e de drenagem foram restituídos para a AID por FURNAS e LEME Engenharia. A rede de drenagem constitui-se de uma montagem digital da drenagem obtida na restituição, na escala de 1:10.000, complementada pela drenagem digital das bases cartográficas produzidas pela DSG, na escala de 1:100.000, e disponibilizadas pela SEDAM. O grau de precisão da base cartográfica disponível

foi aferido através de medidas realizadas com GPS, obtidas durante as atividades de campo, onde se constatou pequenas imprecisões com erro de no máximo de 15 a 20 metros.

Utilizou-se, também, as imagens georeferenciadas dos aerolevantamentos geofísicos na escala 1:100.000, cintilometria na Área Rio Madeira, (1977), assim como a cintilometria e magnetometria das áreas dos Pacaás-Novos e Serra dos Parecis – 1983), ambos executados pela CPRM.

2.2. Compilação e Análise Bibliográfica

Os dados geológicos de trabalhos anteriores foram compilados, analisados e consistidos, os quais permitiram a confecção do mapa geológico preliminar utilizado em trabalho de campo. O material consultado refere-se aos projetos desenvolvidos pela CPRM em anos anteriores que envolvem a AII e AID, assim constituídos: Projeto Noroeste de Rondônia, Projeto Sulfetos de Abunã, Projeto Província Estanífera de Rondônia, Projeto Porto Velho-Abunã e Mapa Geológico de Rondônia e Projeto Rio Madeira (cintilometria) (fig. 2). Além destes, foram consultados Mapa Geológico de Rondônia, artigos científicos, relatórios de empresas de mineração e teses desenvolvidas na região. Esta atividade compreendeu:

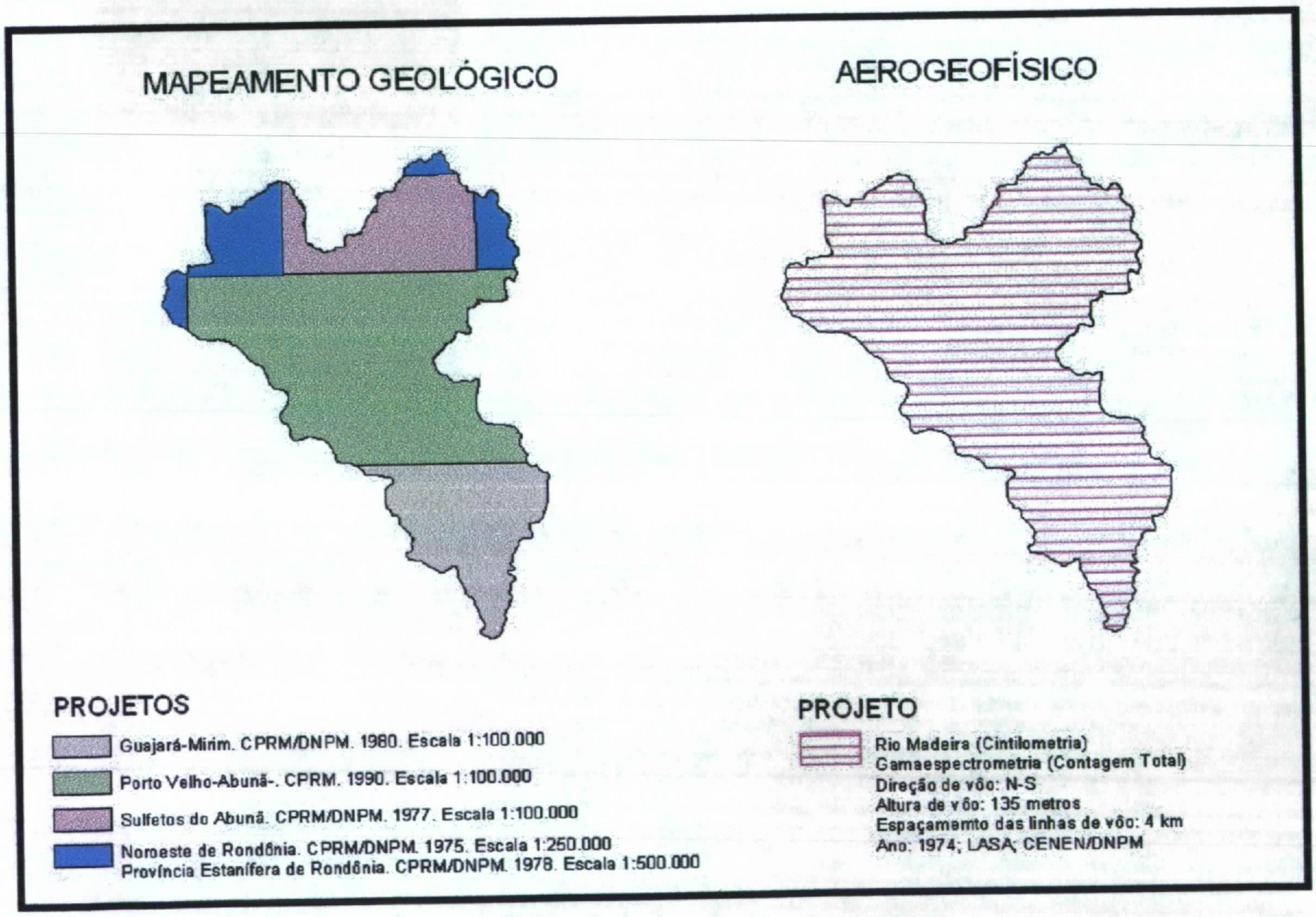


Figura 2 – Mapa de localização dos projetos consultados.

1) Atualização da base cartográfica no que diz respeito às vias de acesso, nome dos rios e igarapés e outros detalhes da ação antrópica, com auxílio de imagens de satélite recentes, tarefa que foi desenvolvida paralelamente com as equipes de cartografia da CPRM, FURNAS;
2) Elaboração do Mapa de Compilação Geológica, obtido a partir de elementos colhidos em relatórios técnicos, trabalhos publicados, teses de doutorado e dissertações de mestrado. Com isto, foi possível montar a estratigrafia regional, traços estruturais maiores (dobras e falhas), comportamento das principais feições estruturais e distribuição espacial dos depósitos minerais, resultando no Mapa Geológico Preliminar, na escala de 1:250.000;
3) Início da construção de seções estratigráficas em áreas do canal do rio Madeira, identificando-se, ainda que provisoriamente, os níveis estratigráficos de referência que possam ser utilizados para correlações regionais;
4) Construção de um banco de dados envolvendo a AII e AID, reunindo os dados de interesse existentes em bases de dados do Serviço Geológico do Brasil tais como AFLO, PETRO, PALEO, CRON, LÉXICO, etc e também no Banco de Dados do Projeto GIS Brasil (GEOBANK) que reúne dados de Litoestratigrafia (polígonos), Estruturais (linhas) e de Recursos Minerais (pontos).

Em relação aos recursos minerais e a atividade garimpeira, inicialmente, foram coletados, selecionados e analisados os dados relacionados a essa atividade ao longo do rio Madeira, disponíveis em trabalhos anteriores, notadamente àqueles desenvolvidos pela CPRM desde a década de 80, que consubstanciaram uma primeira avaliação desta atividade, favorecendo a otimização dos trabalhos de campo posteriores. Além disso, foram obtidos junto ao DNPM, todos os processos referentes aos direitos minerários. Estas informações, aliadas aos dados adquiridos nas etapas de campo, recentemente realizadas, permitiram realizar um diagnóstico da garimpagem ao longo dos anos, comparando-as com o momento atual da atividade. Os produtos obtidos por outras instituições públicas ou privadas, também foram submetidos a uma apreciação, de forma a consolidar o conhecimento mais amplo possível da atividade garimpeira.

2.3. Levantamentos de Campo

A obtenção de dados em campo restringiu-se, num primeiro momento, a Área de Influência Direta (AID) e quando necessário, realizou-se alguns perfis na AII para melhor caracterizar a geologia regional e avaliar a continuidade das unidades geológicas e estruturais.

Entretanto, realizar-se-á a continuidade dos trabalhos de campo concomitantemente com a interpretação dos dados já obtidos em projetos anteriores. A obtenção de dados secundários na AID valeu-se dos trabalhos executados pelo Projeto Porto Velho-Abunã (1990), na escala de 1:100.000 e do Projeto Ouro-Gemas, executado pelo convênio CPRM/DNPM, no período de 1981 a 1991.

Nas áreas de influência direta e indireta foram descritos 271 afloramentos (fig. 49), onde foram coletadas 81 amostras de rochas. O levantamento de campo, assim como a amostragem das rochas, foi executado na escala 1:100.000 na AID (anexo 15) e na escala 1:250.000 na AII (Mapa Geológico, anexo 14). As amostras de rocha estão sendo preparadas para posterior encaminhamento ao laboratório para a confecção de lâminas petrográficas e análises geoquímicas.

O levantamento da atividade garimpeira fundamentou-se em entrevista com os garimpeiros que atuam na área, com os quais se obteve os dados de produção de ouro, quantidades de dragas e balsas em atividade, equipamento utilizado, número de pessoas envolvidas com a atividade, além de outros dados especificados nas tabelas 1 e 2, anexas.

3. GEOLOGIA

A área dos estudos abrange a porção noroeste de Rondônia, setor sudoeste do Cráton Amazônico, o qual mostra uma evolução geológica policíclica iniciada no paleoproterozóico, há aproximadamente 1750 milhões de anos. Reativações posteriores efetivadas por eventos tectono-magmáticos superimpostos perduraram até 970 milhões de anos atrás, quando então essa parte do cráton estabilizou-se. A partir daí, os movimentos tectônicos restringiram-se a reativações de falhas pré-existentes, com maior intensidade durante o período Terciário, quando do soerguimento da Cordilheira Andina, tendo esse processo refletindo na região sul da Amazônia. Salienta-se que esta área do futuro empreendimento do Santo Antônio difere daquela do Jirau, por constituir um terreno bastante arrasado topograficamente, em função de estar localizado as margens da imensa Bacia Amazônica.

O mapeamento geológico teve como finalidade caracterizar a natureza e forma de ocorrência das unidades litoestratigráficas da região e os principais eventos estruturais a que foram submetidas, com ênfase naquelas com as quais estão associadas as principais ocorrências minerais, além da análise da evolução tectônica da área, objetivando uma melhor definição da dinâmica do rio Madeira, haja vista a ação de fenômenos geológicos recentes (neotectônica) que condicionaram toda a evolução desse rio, desde o período terciário.

Para abranger os mais variados aspectos do meio fisico, a descrição da geologia como um todo, foi executada a partir da subdivisão em duas áreas, a saber: Área de Influência Indireta (AII) e Área de Influência Direta (AID).

3.1. Área de Influência Indireta

A geologia da AII do Santo Antônio, representada no mapa de escala 1:250.000 (anexo 14), encontra-se constituída pelas seguintes unidades litoestratigráficas, iniciando-se da unidade mais antiga para a mais recente:

– Complexo Jamari

O Complexo Jamari está representado dominantemente por metatonalitos, quartzo metadioritos e metagranodioritos, com ocorrências subordinadas de enderbitos, metamonzogranitos e anfibolitos. Gnaisses calciossilicáticos são raros e ocorrem intercalados aos anfibolitos, assim como constituindo megaxenólitos encaixados em metamonzogranitos. Essas rochas ocorrem, preferencialmente, em forma de lajeados, em relevo topograficamente arrasado, nas porções centro-sul da AII, principalmente nos altos cursos dos rios Jaci-Paraná, Formoso, Branco e das Onças. As rochas do Complexo Jamari foram superimpostas por metamorfismo em condições de pressão e temperatura compatíveis com a fácies anfibolito superior, cuja petrotrama mostra variação na granulação e uma considerável variabilidade nas taxas de deformação, materializada por diferentes intensidades de anisotropia estrutural e um conspícuo bandamento gnáissico.

Foram identificadas, de forma subordinada, rochas de composição básica, deformadas e recristalizadas, sob a forma de xenólitos ou enclaves de formas e dimensões variadas, apresentando-se em diferentes graus de assimilação com relação às encaixantes granitóides e tonalitóides. Igualmente, com caráter muito restrito, ocorrem pequenas exposições de rochas de paraderivação (biotita gnaisses e biotita-granada gnaisses).

Em zonas de maior deformação, os litotipos metaígneos desenvolvem um bandamento gnáissico característico, sendo então caracterizados como ortognaisses. São dominantemente de composição tonalítica e quartzo-diorítica, que exibem um bandamento máfico/félsico bem definido, com espessuras centimétricas e freqüentes mobilizados quartzo-feldspáticos granadíferos dobrados e boudinados. Apresentam estrutura milonítica dominante caracterizada

por porfiroclastos de plagioclásio envoltos por faixas estreitas e irregulares de minerais máficos e esteiras de agregados de quartzo e feldspatos.

– Suíte Intrusiva Serra da Providência

As rochas graníticas da referida suíte encontram-se expostas na porção central da AII e são invariavelmente isotrópicas, granulação média a grossa que variam de eqüigranulares a ineqüigranulares, leucocráticas e de coloração rosada a acinzentada. Mostram com freqüência um sistema de fraturas conjugadas, dominantemente fechadas e preenchidas por quartzo leitoso.

A maioria das rochas é classificada como hornblenda-biotita monzogranito, o qual contém fenocristais euédricos a ovalados de microclínio de até 5 cm de diâmetro e freqüentemente encontram-se manteados por uma fina auréola cinza-esbranquiçada de plagioclásio, caracterizando a textura rapakivi. Essa textura é mais facilmente observada quando a rocha encontra-se parcialmente intemperizada, onde o manto de plagioclásio que envolvia o feldspato alcalino mostra-se totalmente destruído pela erosão diferencial.

A presença de enclaves máficos quartzo-dioríticos é freqüente nestas rochas, assim como feições de mistura mecânica de magmas (*mingling*), também, são comuns. Outras rochas que ocorrem com freqüência são os sienogranitos, os quais mostram textura granofírica, com cavidades miarolíticas preenchidas por quartzo e fluorita. O magmatismo Serra da Providência foi episódico e manifestou-se, possivelmente, por um período superior a 50 Ma onde a fase intrusiva mais antiga, representada por biotita sienogranito porfirítico, tem idade U-Pb de 1606 ± 24 Ma, seguido por um hornblenda-biotita monzogranito de idade U-Pb de 1573 ± 15 Ma (Bettencourt *et al.* 1999). Outra fase magmática posterior representada por biotita sienogranito pórfiro tem idade de 1554 ± 47 Ma, enquanto que as fases finais do magmatismo, representadas por quartzo-sienito do maciço União, forneceram idade de 1532 ± 5 Ma (Bettencourt *et al.* 1999).

– Suíte Metamórfica Rio Crespo

As rochas desta suíte ocorrem no setor leste da AII, sendo representadas por um corpo alongado de aproximadamente 400 km^2, aflorando a partir da confluência do rio Branco, Pardo e igarapé Bom Futuro para montante. Payolla *et al.*, (2001) designaram de Suite Intrusiva Rio Crespo para a associação de gnaisses graníticos finos e granulitos charnockíticos. Essas rochas

são rosadas a esverdeadas, de granulação fina a média, compostas por bandas félsicas quartzo-feldspáticas e bandas máficas de hornblenda, magnetita, granada e titanita.

Xenólitos de metacharnockito e granulitos máficos ocorrem esparsamente encaixados nos gnaisses graníticos finos. Esses, por sua vez, exibem uma monótona homogeneidade textural.

Dados geocronológicos dos granulitos charnockíticos indicam idade de 1424 ± 10 Ma, enquanto que o gnaisse granítico possui idade de 1433 ± 11 Ma.

– Suíte Intrusiva Santo Antônio

O trabalho pioneiro nas rochas granitóides na região da cachoeira Santo Antônio foi realizado por Souza & Marques (1974), que as denominaram de Granito Porfiroblástico Santo Antônio. Seguiram-se os trabalhos de Isotta *et al.* (1978) e Adamy & Romanini (1990). Estes autores descrevem na localidade de Jaci-paraná, granitos rapakivi (viborgitos e piterlitos), além de tipos porfiríticos, eqüigranulares e pórfiros denominando-os de Granitos tipo Serra da Providência. As rochas da suíte ocorrem restritamente ao longo do rio Madeira, na cachoeira Santo Antônio e imediações. Na porção nordeste do batólito Santo Antônio, nas proximidades da cidade de Porto Velho, Payolla (1994) denominou de Suíte Intrusiva Santo Antônio três variedades de granitóides com evidências de interação com magmas máficos, sendo constituídos por: a) biotita monzogranito de granulação grossa, equigranular a porfirítico e sienogranito com esparsas texturas rapakivi e anti-rapakivi; b) biotita monzogranito equigranular de granulação média; c) quartzo monzonito equigranular. Diques pegmatíticos e aplíticos, rochas híbridas e diques de diabásio sin-plutônicos são outros litotipos associados a suíte.

Os granitóides são dominantemente maciços, com exceção dos granitos porfiríticos que exibem cristais de feldspatos orientados por fluxo magmático. Nas demais rochas da suíte as estruturas planares são esparsas e definidas pelo alinhamento dos cristais de feldspatos e *schlieren* biotíticos.

As rochas graníticas exibem contatos nitidamente intrusivos com as suas encaixantes, caracterizados pela presença, no seu interior, de xenólitos de rochas do embasamento, tais como ortognaisses quartzo-dioríticos e rochas calciossilicatadas. Os granitos de granulação grossa são temporalmente anteriores aos de granulação média e das rochas híbridas. Estas exibem matrizes constituídas de plagioclásio, feldspato alcalino, intercrescimento de quartzo e feldspato, simplectitos de anfibólio e biotita e agulhas de apatita. Megacristais ovóides de plagioclásio com inclusões de quartzo, xenocristais de quartzo com coroas de anfibólio e enclaves monzodioríticos são evidências de magmas *mixing*.

Os dados geoquímicos indicam que os granitóides são subsolvus, subalcalinos e de caráter metaluminosos a peraluminosos. Possuem alto conteúdo de K, F, Rb, Zr, Ga, Nb, ETR e Fe/Mg. Contrariamente, são empobrecidos em Ca, Mg, P e Sr. Os teores de SiO_2 variam entre 68-74 %, $Na_2O + K_2O$ (7,43-8,46 %), $Fe_t/Fe_t + MgO$ (0,86-0,94), A/CNK (0,96-1,08), K/Rb (109-225).

Os dados isotópicos U-Pb em zircão forneceram uma idade de 1406 ± 32 Ma para o biotita-monzogranito (Tosdal & Bettencourt, 1994).

– Suíte Intrusiva Teotônio

A primeira individualização destas rochas foi feita por Leal *et al.* (1978), os quais caracterizaram rochas alcalinas na cachoeira de Teotônio e as denominaram de Alcalinas Teotônio. Trabalhos posteriores como da Eletronorte & CNEC (1987), estenderam a área de ocorrência destas rochas até as proximidades da ilha São Patrício, à montante da cachoeira de Teotônio. Entretanto, Adamy & Romanini (1990), denominaram de Complexo Morrinhos os granitos e sienitos que ocorrem entre a ilha de São Patrício e a cachoeira de Morrinhos.

A Suíte Intrusiva Teotônio (Payolla, 1994) inclui rochas granitóides e sienitóides que foram divididas em três tipos nesta ordem de predominância: a) microclínio granitos de granulação grossa; b) microclínio granitos bandados de granulação média; c) microclínio-quartzo sienitos e sienogranitos de granulação média a grossa. As rochas desta suíte ocupam uma pequena porção no noroeste de Rondônia, aflorando, principalmente, ao longo das margens e no canal do rio Madeira (cachoeira Teotônio), numa topografia suave dominada por terraços fluviais. Nas áreas aflorantes não foram observadas relações de contato com os litotipos do Complexo Jamari e nem com a Suíte Santo Antônio.

Os microclínio granitos bandados são cortados por corpos tabulares de microclínio sienitos e também por diques sin-plutônicos de rochas intermediárias (dioritos, monzodioritos e monzonitos). O arranjo paralelo dos corpos tabulares e diques define um bandamento em larga escala nos afloramentos da cachoeira de Teotônio. Monzogranitos tardios subsolvus, de granulação fina, rosados, ocorrem como diques de direção NE-SW intrusivos nos microclínio granitos.

As estruturas encontradas nos granitóides são dominantemente originadas por fluxo magmático. A estrutura bandada no microclínio granito de granulação média é definida por leitos milimétricos descontínuos ricos em máficos e pela disposição planar dos enclaves microgranulares alongados.

Os minerais dos granitos e sienitos hipersolvus foram parcialmente alterados para fases anidras. A faialita está parcialmente alterada para grunerita, óxido de ferro e iddingsita. O clinopiroxênio transformado para anfibólio verde exibindo intercrescimento simplectito com quartzo. Xenocristais de plagioclásio cálcico mostram-se fortemente corroídos pelo feldspato alcalino nos granitos e sienitos de granulação média, que associados aos enclaves monzodioríticos microgranulares, indicam misturas de magmas.

Os dados geoquímicos mostram uma variação no conteúdo de sílica entre 60 a 76%, $Na_2O + K_2O$ (8,16-10,64 %), $FeO_t/FeO_t + MgO$ (0,82 –0,99), A/CNK (0,83-1,04), K/Rb (221-782), La/Yb (5,39-38,40), Eu/Eu*(0,16-0,91). Os granitos metaluminosos dessa associação caracterizam-se, ainda, por elevados teores de álcalis em relação à alumina e enriquecimento em Nb, Zr e Ga. Seus padrões de terras raras mostram-se geralmente enriquecidos, com baixo grau de fracionamento e forte anomalia negativa de Eu.

Os dados isotópicos U-Pb em zircão do microclínio-granito forneceu idade de 1387 ± 16 Ma (Tosdal *et al.* 1995). Levando-se em conta a margem de erro, a idade de cristalização dessa unidade e àquela da Suíte Santo Antônio não diferem significativamente, não permitindo assim, um posicionamento estratigráfico definitivo entre estas unidades.

– Suíte Intrusiva Alto Candeias

A denominação de Suíte Intrusiva Alto Candeias foi dada por Bettencourt *et al.* (1997) baseado em dados geocronológicos. As rochas da respectiva suíte distribuem-se predominantemente no médio a alto curso dos rios Jaci-Paraná, Candeias, Jamari, Formoso e Capivari.

O maciço Alto Candeias, na sua área-tipo, exibe uma forma alongada de direção WNW-ESE, sendo constituído predominantemente por granitos porfiríticos de granulação média a grossa e em menor quantidade, equigranulares de granulação fina a média, aplitos, sienitos equigranulares de grão fino a médio e charnockitos.

O contato com as rochas do Complexo Jamari é marcado por uma zona de cisalhamento transcorrente no seu limite norte. Os charnockitos apresentam contato transicional com os granitos. A principal característica morfoestrutural é a sua ocorrência em campo na forma de matacões subarredondados, que afloram na porção sul da área.

Predominam os hornblenda-biotita monzogranitos, biotita-monzogranitos e quartzo-monzonitos os quais possuem cristais ovóides e tabulares centimétricos de feldspato alcalino pertítico, esporadicamente manteados por plagioclásio. Constituem a fase mais precoce do

magmatismo granítico evidenciado pelos contatos retos com os granitos equigranulares finos intrusivos nos primeiros. Nas porções centrais do maciço, zonas discretas de cisalhamento dúctil também ocorrem, mas, em geral, mostram-se afetados apenas por uma tectônica rúptil.

Os dados U-Pb (método convencional) em zircão de biotita monzogranito forneceram idade de 1346 ± 5 Ma e 1338 ± 4 Ma (Bettencourt *et al.* 1999). Dados U-Pb em *SHRIMP* de um biotita-hornblenda monzogranito resultou numa idade de 1339 ± 7 Ma (Santos *et al.* 2002).

– Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas

A unidade ocorre no extremo noroeste da AII, sendo representada por uma variedade de granitos rapakivi, tais como, piterlitos e raros wiborgitos, junto com granitos equigranulares a porfiríticos, granitos pórfiros subvulcânicos, aplitos e raros quartzo-sienitos na forma de diques.

As rochas da suíte afloram dominantemente na margem esquerda do rio Madeira, na região de Mutum-Paraná, São Lourenço, Jirau, Caripunas e Fortaleza do Abunã, onde as mesmas encontram-se parcialmente encobertas pelos arenitos e conglomerados da Formação Palmeiral e por sedimentos detrito-lateríticos holocênicos. O maciço principal é o da região de São Lourenço, o qual possui dimensões de 60 x 20 km, mostrando características de posicionamento epizonal. Entretanto, vários *stocks* ocorrem de forma aleatória na bacia hidrográfica do rio Caripunas e São Lourenço.

As fácies mais evoluídas dos granitos são hipersolvus e representadas por biotita-sienogranitos e biotita-ortoclásio granitos eqüigranulares. As variedades porfiríticas são dominantes com a presença esporádica de enclaves microgranulares de composição diorítica. Apresentam como mineralogia principal o ortoclásio micropertítico, hornblenda ferro-titanífera (hastingsita) e biotita. Possuem como acessórios o zircão, ilmenita, magnetita e titanita. Já os granitos de Caripunas apresentam caráter subsolvus e estão fortemente afetados por processos de alteração pós-magmática nas quais ocorrem associadas mineralização de cassiterita.

Estruturas deformacionais são pouco expressivas, predominando um sistema de cisalhamento rúptil, de caráter regional, com direção predominante N70°E e rúptil-dúctil E-W/NW-SE.

Os granitos rapakivi são predominantemente metaluminosos a levemente peraluminosos, enquanto que os ortoclásio granitos são de natureza peralcalina. Tratam-se de rochas subalcalinas com conteúdo de SiO_2 entre 67 a 76 %, $Na_2O + K_2O$ (7,9-9,8 %), $FeO_t/FeO_t + MgO$ (0,88-0,99), A/CNK (0,88-1,05), K/Rb (39-213), La/Yb (2,18-15,6) e Eu/Eu* (0,11-0,60).

Os dados isotópicos U-Pb em zircão das rochas da suíte indicaram as seguintes idades: 1314 ± 13 Ma para o biotita sienogranito equigranular; 1312 ± 3 Ma no granito pórfiro e 1309 ± 13 Ma para o hornblenda-biotita sienogranito (Bettencourt *et al.* 1999).

Mineralizações de cassiterita e wolframita em *greisen* e veios de quartzo, além de depósitos secundários em paleoplacer estão relacionadas espacialmente aos biotita-sienogranitos equigranulares e aos ortoclásio granitos.

– Suíte Intrusiva Rondônia

Essa unidade foi originalmente descrita por Kloosterman (1968) como "*Younger Granites of Rondônia*", sendo sua localidade-tipo nas cabeceiras do rio Candeias. Posteriormente, Bizzi *et al.* (2002) englobaram na Suíte Intrusiva Rondônia os granitos e rochas afins amplamente distribuídos na porção centro-norte de Rondônia.

Os granitos dessa unidade litoestratigráfica estão representados, na AII do empreendimento Santo Antônio, predominantemente pelo maciço Caracol e maciço Jaci-Paraná e outros pequenos corpos (*stocks*) que ocorrem no médio curso do Rio Branco. O maciço principal ocorre ao longo da bacia hidrográfica do rio Caracol e nos limites geográficos do distrito de Jaci-Paraná.

As rochas da Suíte Rondônia são separadas em dois tipos principais conforme as características petrográficas e químicas: subsolvus subalcalinas e hipersolvus alcalinas. As relações de campo sugerem que as rochas alcalinas são mais jovens que as subalcalinas adjacentes.

De um modo geral, as rochas subsolvus subalcalinas são representadas por sienogranitos equigranulares, monzogranitos porfiríticos e ortoclásio granitos dominantes, além de topázio-albita granitos e topázio-quartzo-feldspato pórfiros subordinados.

Ortoclásio sienitos, microssienitos, ortoclásio microgranitos e feldspato-quartzo pórfiros caracterizam as rochas hipersolvus alcalinas. Os sienogranitos e monzogranitos são as fases mais precoces, as quais apresentam feições rapakivíticas. Possuem megacristais de feldspato alcalino pertítico, por vezes manteados por um agregado policristalino de oligoclásio-albita.

O maciço Caracol exibe granulação mais grossa nas suas porções mais centrais e, contrariamente, nas bordas mostrando granulação mais fina.

Os acessórios mais típicos são magnetita, zircão, apatita, allanita, esfeno e fluorita. Os microgranitos mostram intercrescimento granofírico na matriz juntamente com raros fenocristais de feldspato alcalino e biotita. Fluorita é o acessório mais abundante, além de allanita e zircão.

Os minerais máficos do tipo augita e/ou hornblenda são comuns nos sienitos e microssienitos enquanto a biotita e anfibólio sódico estão presentes nos granitos alcalinos. Nos primeiros, os cristais ocelares de quartzo encontram-se manteados por piroxênios e/ou anfibólios. Fluorita, zircão, allanita e opacos são os acessórios principais.

Os dados geocronológicos em maciços graníticos de áreas distintas forneceram idades que variam de 998 ± 5 Ma a 974 ± 6 Ma. As mineralizações primárias de Sn, W, Nb-Ta, Be, F e sulfetos estão espacialmente associadas com os protolitionita-albita leucogranitos. O minério encontra-se nos pegmatitos com topázio e berílio, corpos de greisen com quartzo, mica litinífera e topázio, topázio-protolitiolita-albita riolitos com cassiterita e veios de quartzo com cassiterita, wolframita, berílio e sulfetos de Cu-Pb-Zn e Fe.

– Formação Palmeiral

A Formação Palmeiral foi definida, inicialmente, por Lobato *et al.* (1966), tendo como área-tipo os afloramentos nas redondezas da vila de Palmeiral, margem esquerda do rio Madeira. Os litotipos da Formação Palmeiral encontram-se distribuídos amplamente na AII, principalmente na estrada que liga a BR-364 ao distrito de União Bandeirante, na Vila do Jirau e, com excelentes exposições, na Serra dos Pacaás Novos, no extremo sul da AII.

Regionalmente, a Formação Palmeiral é constituída essencialmente de ortoconglomerados, arenitos arcosianos e quartzo-arenitos. Esta unidade foi estudada por Bahia (1997), na borda oeste da Serra Pacaás Novos, o qual individualizou seis litofácies que compreendem ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente, arenito com estratificação horizontal, arenito com estratificação cruzada acanalada, arenito com estratificação cruzada tabular, arenito com estratificação cruzada sigmoidal e arenito maciço.

Os conglomerados são do tipo oligomíticos, constituídos essencialmente de seixos e calhaus arredondados e achatados de quartzo-arenito, quartzo leitoso e subordinadamente de sílex, quartzito e granito pórfiro. Os seixos ocorrem estratificados e imbricados. Entre o Jirau e a vila Palmeiral observa-se com relativa freqüência a interdigitação lateral de ortoconglomerados e arenitos arcosianos.

Os arenitos variam de finos a médios, ocorrendo subordinadamente frações grossas, com grau de seleção moderado a bem selecionado. O arcabouço dos arenitos é geralmente fechado, com porções de arcabouço aberto devido a presença abundante de matriz. São compostos por grãos de quartzo, sílex e, eventualmente, feldspatos e filossilicatos (caulinita e illita).

A análise das paleocorrentes nos diversos compartimentos de ocorrência da Formação Palmeiral, utilizando-se das medidas de atitudes de *foresets* da estratificação cruzada 2D, dos eixos de estratos curvados da estratificação 3D, de imbricação dos seixos oblatos nos conglomerados e da orientação do eixo maior de seixos prolatos, mostram um sentido de paleofluxo de NNE para SSW (Bahia, 1997). A idade das rochas sedimentares da Formação Palmeiral foi atribuída inicialmente a interface Meso/Neoproterozóico, baseada na relação de intrusão das rochas máficas da Formação Nova Floresta, datadas em torno de 1000 Ma. Dados recentes obtidos pelo método U-Pb (*shrimp*) em zircões detríticos, forneceram idade máxima da sedimentação em 1030 Ma. Na área-tipo (vila Palmeiral) o zircão mais jovem tem 1154 Ma.

– Formação Nova Floresta

A unidade foi descrita primeiramente por Souza *et al.* (1975) como uma associação de rochas básicas com posicionamento cronoestratigráfico mais jovem do que outras unidades pré-cambrianas da região. Posteriormente, Leal *et al.* (1978) denominou de Formação Nova Floresta, a qual constitui uma associação de rochas basálticas que ocorre na forma de *sill*, aflorando no igarapé homônimo com aproximadamente 120 metros de espessura, intercaladas com arenitos arcosianos da Formação Palmeiral. Torres *et al.* (1979) destacam que os contatos das básicas são discordantes com os arenitos da Formação Palmeiral, sugerindo que as mesmas seriam mais antigas do que as rochas sedimentares. As rochas máficas da Formação Nova Floresta ocorrem na região central de Rondônia, com suas principais exposições na borda leste da Serra dos Pacaás Novos, estendendo-se desde as cabeceiras do rio João Câmara, Jaci-Paraná e do Igarapé Nova Floresta.

A Formação Nova Floresta, segundo Romanini (2000), inclui basaltos, diabásios, gabros, olivina-gabros e gabros anortosíticos. Na borda norte da serra Pacaás Novos, os basaltos mostram-se estruturalmente maciços, às vezes exibindo disjunção colunar, granulação fina a afanítica, com freqüentes amígdalas preenchidas por epidoto e carbonato. Os olivina-gabros, contemporâneos a eles, exibem uma discreta orientação de fluxo magmático definida, principalmente, por cristais tabulares de plagioclásio. A granulação é média a grossa e cumulados de piroxênio e olivina são raros. Mostram-se entrecortados em direção aleatória por vênulas centimétricas de epidoto, as quais fornecem uma coloração esverdeada à rocha. Os tipos gabróicos são similares texturalmente e composicionalmente aos olivina-gabros, diferindo apenas no conteúdo de olivina.

Os dados geoquímicos demonstraram que as rochas desta formação são subalcalinas e apresentam filiação tholeiítica. Datações radiométricas K-Ar em basaltos forneceram idades que variam entre 967 ± 17 a 1098 ± 17 Ma (Leal *et al.* 1978). Os basaltos da borda norte da Serra Pacaás Novos têm idade Ar-Ar de 1062 ± 3 Ma (Tohver *et al.* 2002). Os gabros desta mesma localidade, que são considerados por esse último autor, como equivalentes plutônicos dos basaltos forneceram idade Ar-Ar de 1198 ± 3 a 1201 ± 2 Ma.

– Formação Jaci-Paraná

Os sedimentos arenosos, síltico-argilosos e argilosos que recobrem rochas magmáticas, metamórficas e sedimentares proterozóicas eram até então associados à Formação Solimões. Adamy *et al.*, (1990) denominaram de Formação Jaci-Paraná para os depósitos arenosos, siltosos e argilosos eminentemente de origem fluvial que tem como área-tipo o baixo curso do rio Jaci-Paraná. Esses depósitos ocorrem, preferencialmente, na porção norte da AII.

Na grande maioria dos afloramentos, os sedimentos dessa unidade repousam discordantemente por sobre rochas da Suíte Santo Antônio, Teotônio e dos granitos da Suíte Rondônia.

Os depósitos sedimentares (terraços arenosos) são dominantemente inconsolidados. As areias são normalmente imaturas, por vezes conglomeráticas, quartzosas, mal selecionadas, possuindo grãos angulosos a subarredondados. Também ocorrem areias feldspáticas de matriz argilosa e friáveis. As estruturas sedimentares são bastante variáveis ocorrendo estratificação cruzada de pequeno porte, plano-paralela horizontal, cruzada acanalada e pacotes maciços. Camadas pouco espessas (10 a 60 cm) de silte-argiloso e argila, de cor cinza-amarelada, ocorrem intercaladas as areias, exibindo granodecrescência ascendente na granulometria. Além disso, em alguns locais (pediplanos), observam-se areias finas em pequenas camadas intercaladas com sedimentos síltico-argilosos.

Fazendo parte desta formação ocorrem lateritos imaturos em pacotes espessos capeando as mais variadas rochas da região. Constituem horizontes bem definidos distribuídos na seguinte forma: horizonte concrecionário, horizonte mosqueado, horizonte pálido e rocha-mãe na parte basal. O horizonte concrecionário ou ferruginoso não chega a formar crosta e as estruturas primárias são raras. Na sua parte superior ocorre uma zona esferulítica constituída por concreções e nódulos de óxi-hidróxidos de ferro e zona colunar na parte inferior constituída por estruturas alongadas colunares.

No horizonte mosqueado (plintito) que está posicionado abaixo do horizonte concrecionário em contato gradacional, constitui-se de argila variegada com pequenos nódulos esbranquiçados a rosados de gibbsita. O horizonte pálido é de espessura variável e ocorre entre o mosqueado e rocha-mãe. Apresenta estruturas primárias preservadas, coloração branca-amarelada caracterizada pela quase ausência de óxi-hidróxidos de ferro.

– Cobertura Detrito-Laterítica

Os sedimentos detrito-lateríticos ocorrem preferencialmente na porção central da AII, nas regiões de relevo arrasado, além dos interflúvios tabulares e associados a pequenas elevações dominadas pelo horizonte concrecionário do perfil laterítico. Constituem-se, em grande parte, de depósitos colúvio-aluvionares areno-argilosos. Esses depósitos, na sua base, são constituídos por seixos provenientes dos próprios lateritos concrecionários, formando corpos do tipo *stone-layer* e, no topo, por material argiloso proveniente do horizonte mosqueado. As superfícies aplainadas são constituídas dominantemente por solos argilo-arenosos, de baixa maturidade textural e mineralógica, de tonalidade avermelhada, ricos em concreções ferruginosas, além de níveis de argilas coloridas e areias inconsolidadas provenientes, em grande parte, do desmantelamento dos arenitos da Formação Palmeiral.

Os lateritos imaturos, quando desmantelados, também passam a constituir parte das coberturas detrito-lateríticas modelando grande parte do relevo atual. Em certas áreas, onde a parte superior está mais espessa e endurecida e houve maior entalhamento da drenagem, observa-se a formação de um relevo tendendo a platôs.

– Sedimentos Aluvionares Indiscriminados

Ocorre dominantemente associado às margens dos principais cursos d'água de maior porte, como os rios Madeira, São Francisco, Jaci-Paraná e igarapé do Contra. O padrão de sedimentação fluvial holocênico do Sistema Fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira é caracterizado por depósitos de acresção lateral e de carga de fundo, que incluem barras em pontal, barras de meio de canal e depósitos de carga de fundo. Associado ao ambiente fluvial ocorre o ambiente lacustre, representado por lagos residuais, formados pela migração das cristas de acresção lateral das barras, além de lagos represados.

Os depósitos de barra de meandro ou barra em pontal são constituídos por sedimentos arenosos, síltico-argilosos e raramente conglomeráticos, interestratificados e com baixa a média

seleção granulométrica, apresentando-se sobrejacentes aos depósitos residuais de canal. De maneira geral, as barras de meandro caracterizam-se por materiais que estão dispostos segundo uma granodecrescência vertical, iniciando com camadas arenosas que apresentam estratificação cruzada acanalada e tangencial, estratos horizontalizados nas zonas medianas e camadas de sedimentos finos, síltico-argilosos, no topo.

Os depósitos de barras de canal são acumulações arenosas aflorantes em épocas de estiagem. Os sedimentos gradam na fração areia a seixo, com baixa seleção dos grãos, podendo evoluir até areia fina mais selecionada. Apresentam estratificação cruzada de médio porte, em geral com sedimentação granodecrescente.

Os depósitos de diques marginais constituem-se em cordões sinuosos, cuja altura maior desenvolve-se perto da margem do canal, onde formam bancos íngremes e estreitados em direção às bacias de inundação marginais. Desenvolvem-se sobre as barras e formam-se quando a corrente transborda sobre os bancos. Caracterizam-se pela alternância de camadas de areias finas com sedimentos síltico-argilosos, estes últimos em maior proporção do que aquela encontrada nas barras de meandro.

3.2. Área de Influência Direta

As unidades litoestratigráficas cartografadas no domínio da Área de Influência Direta (AID) do Aproveitamento Hidrelétrico do Santo Antônio, estão representadas no mapa de escala 1:100.000 que se encontra como anexo 13 neste relatório. Este produto foi obtido através da re-interpretação de mapeamentos geológicos executados pela CPRM desde a década de 1970, com acréscimos de dados das campanhas de campo desenvolvidas durante o período de outubro a novembro de 2004, já na fase do convênio desta instituição com FURNAS, visando com isto refinar os dados geológicos referentes aos temas de estrutural, contatos litoestratigráficos, descrição analítica de afloramentos, entre outros, com o fim precípuo de acrescentar mais informações ao conhecimento do meio físico da área

As unidades referidas em epígrafe, as quais estão presentes no domínio da AID de Santo Antônio, estão descritas de forma sucinta e objetiva como segue:

– Complexo Jamari (PP4ja)

– Formação Mutum-Paraná (PP4mp(ind));

– Suíte Intrusiva Santo Antônio (MP2γsa);

– Suíte Intrusiva Teotônio (MP2γt);

– Suíte Intrusiva Rondônia (NP1γro);

– Formação Rio Madeira (Q1rm);

– Formacão Jaci-Paraná (Q1jp);

– Coberturas Detrítico-lateríticas (Q2c);

– Sedimentos Aluvionares (Q2ar/Q2ag);

– Sedimentos Aluvionares indiscriminados (Q2a).

– Complexo Jamari

Algumas janelas do embasamento paleoproterozóico inferior foram observadas nas imediações da cachoeira Pedemeiras ou do Tamborete na AID do Jirau, caracterizando-se pela presença de granitos deformados, mostrando por vezes bandamento gnáissico com anfibolitos associados (JG-56), além de anfibolitos (JG-88) e calciossilicáticas. Estas últimas, ocorrentes, respectivamente, na fazenda rio Madeira (JG-88) e no rio Cutia (JG-74).

Na área de entorno do Santo Antônio, no entanto, a presença destas rochas é mais restrita, tendo em vista a extensa cobertura sedimentar que se sobrepõe às rochas do substrato. Mesmo assim, esta unidade litoestratigráfica é aqui descrita, muito embora a mesma não seja cartografável na escala de trabalho. Entretanto, duas ocorrências se destacam: a primeira relacionada as calciossilicáticas englobadas pelo granito da Suíte Intrusiva Teotônio presente na cachoeira Morrinhos (JG-113), que serão citadas neste relatório no item sobre a referida Suíte; a segunda, referente aos afloramentos JG-156, 157, 158, 160, presentes à oeste da localidade denominada de Jirau, mais precisamente na vicinal que une a estrada Jirau-União Bandeirante com a Linha 101. Estes afloramentos mostram somente rochas anfibolíticas saprolitizadas, dentre as quais o afloramento JG-160, que mostra uma foliação metamórfica segundo atitude N70W/subvertical. O relevo de ocorrência desta litologia é na forma de colinas baixas alongadas, as quais apresentam uma cobertura de solo espesso marrom-avermelhado, argiloso. Essas colinas gradam lateralmente para uma superficie peneplanizada caracterizada pela presença de sedimentos desmantelados da Formação Palmeiral, de coloração creme-amarelada, constituidos, principalmente de areias quartzosas.

– Formação Mutum-Paraná

Esta unidade litoestratigráfica apresenta sua seção-tipo no distrito de Mutum-Paraná (trecho porto do Bom Futuro-mina São Lourenço) e que ocorre também no leito do rio Madeira,

entre a Vila Palmeiral e a cachoeira Pederneiras ou Tamborete (Área de Influência Direta do Jirau).

Na Área de Influência Direta do Santo Antônio, entretanto, as ocorrências desta unidade, que se caracteriza por ser uma das mais antiga desta área, está restrita à presença de afloramentos de metatufos, os quais mostram foliação metamórfica penetrativa. Essas rochas se apresentam intensamente saprolitizadas, exibindo cores vermelho-alaranjadas, e somente podem ser observadas durante o período de seca do rio Madeira. Por ser uma rocha bastante frágil ao ataque intempérico, seus afloramentos mais preservados são observados quando ocorre uma capa laterítica que os protege dos processos erosivos (fig. 3).

A figura 4 referente ao afloramento JM-117, localizado a 1 km à montante da cachoeira do Teotônio, ilustra a presença de metatufo mostrando foliação penetrativa, com presença de injeções de material quartzo-feldspático concordante com a estruturação da rocha, que se encontra via-de-regra dobrada, segundo um padrão ptigmático. Cortando esta foliação ocorrem vênulas quartzo-feldspáticas que se supõe que estejam ligadas a injeção de material granítico, tendo em vista que, no mesmo afloramento, observamos a presença de granito isotrópico, saprolitizado associado ao metatufo foliado, conforme demonstrado na figura 5. De forma semelhante ao que se observa nas rochas graníticas adjacentes, o metatufo apresenta uma rede de fraturas em direções diversas, as quais encontram-se, geralmente preenchidas por material caulínico (fig. 4 e 5).



Figura 3 – Saprolito argiloso, vermelho-alaranjado, possivelmente derivado do intemperismo de metatufo da Formação Mutum-Paraná (1), recoberto por uma camada de laterito nodular/pisolítico (2). Afloramento JM-120, localizado na margem direita do rio madeira a 6 km à montante da cachoeira do Teotônio



Figura 4 – Feição mesoscópica do metatufo da Formação Mutum-Paraná, saprolitizado, mostrando foliação metamórfica penetrativa (1) e presença de vênulas quartzo-feldspáticas (2) concordante com a estrutura da rocha.

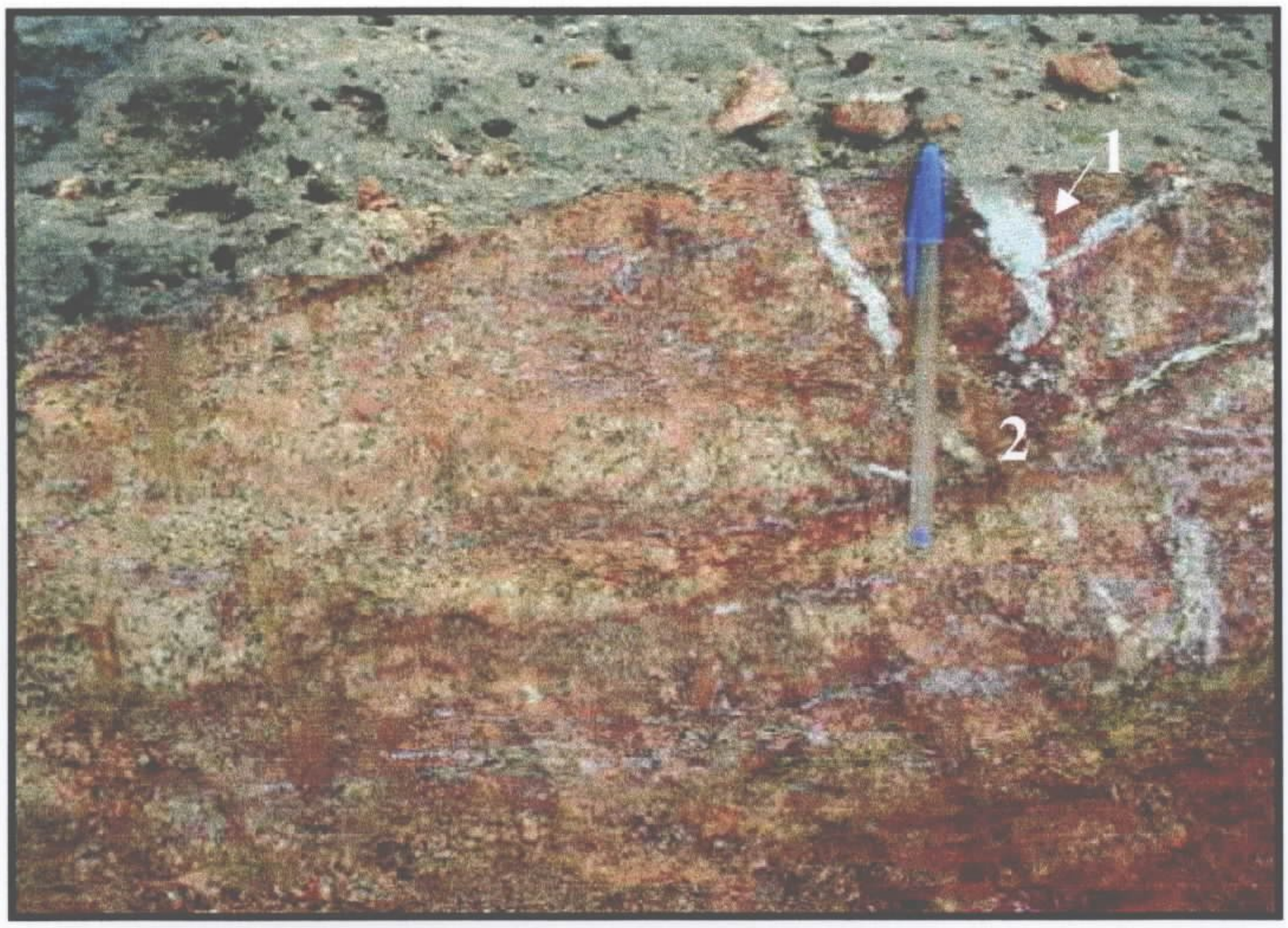


Figura 5 – Feição mesoscópica do metatufo Mutum-Paraná apresentado injeções esbranquiçadas quartzo-feldspáticas (1), cortando a foliação metamórfica (2). Possivelmente estas injeções são derivadas do granito pertencente à Suíte Intrusiva Teotônio.

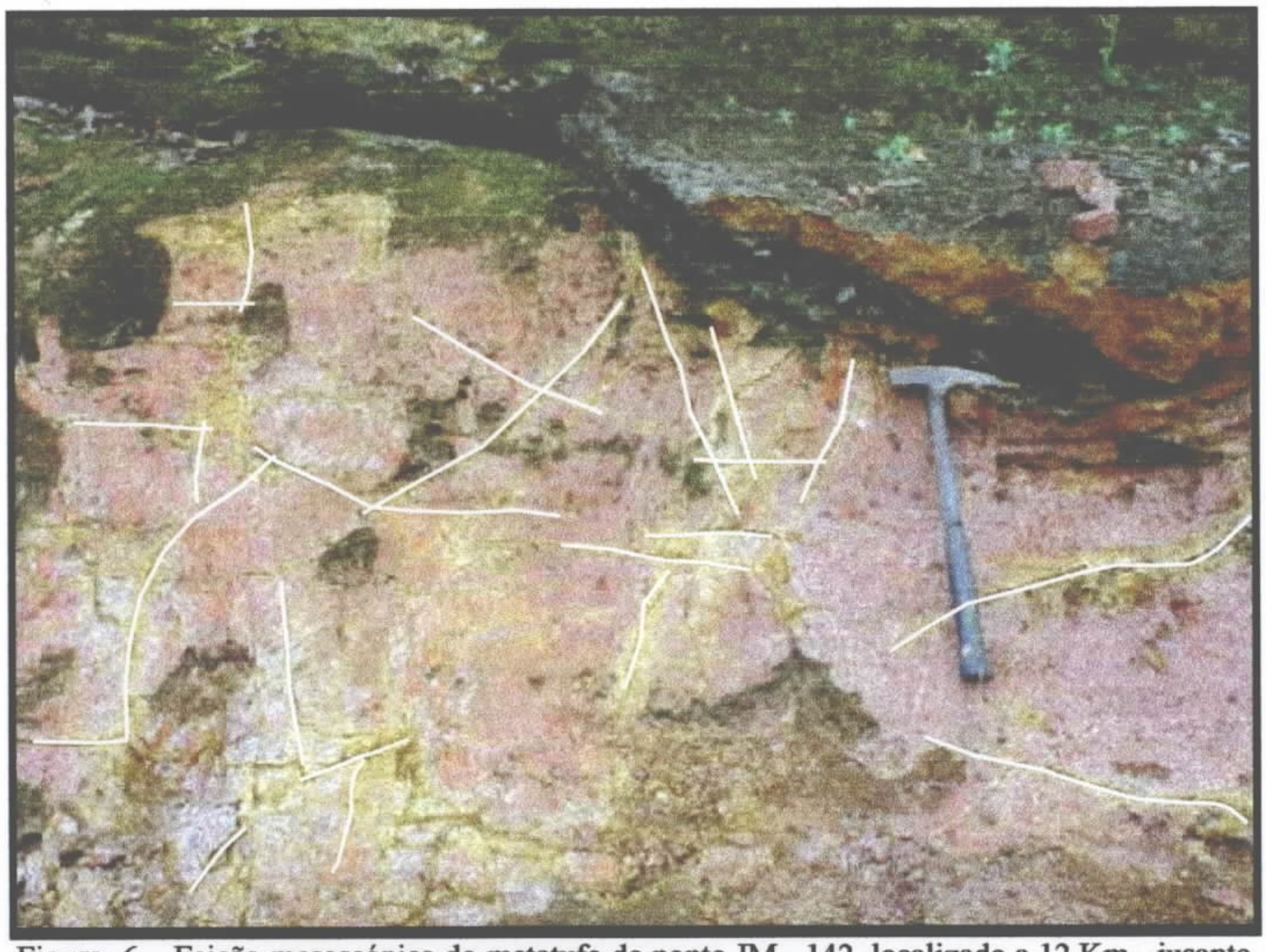


Figura 6 – Feição mesoscópica do metatufo do ponto JM - 142, localizado a 12 Km - jusante de Morrinhos, onde se observa um intenso sistema de fraturas, obedecendo às atitudes: N50E/subv.; N20W/subv.; N20W/55NE.

– Suíte Intrusiva Santo Antônio

O corpo principal que engloba os litotipos graníticos que constituem esta suíte, possui dimensões de cerca de 8 x 9 km, caracterizando-se como um *stock* de contornos irregulares, que aflora de forma mais contínua e proeminente, na margem direita do rio madeira ao longo de oito quilômetros, a montante-sudoeste da cachoeira homônima, com algumas porções estando recobertas por sedimentos atuais a sub-atuais. Datação geocronológica realizada pelo método U-Pb indica uma idade de 1406 M.a. para esta unidade.

Estão enquadradas nesta suíte, rochas classificadas como biotita monzogranito, de coloração cinza claro, isotrópicos, e biotita sienogranito, róseo, porfirítico. As referidas litologias ocorrem com mais freqüência no leito do rio Madeira, principalmente na margem direita, ao longo do trecho entre os pontos JG-137 e 138, na cachoeira de Santo Antônio e arredores, assim como nas pedreiras da Rondomar e 5º BEC.

Estas rochas estão afetadas por intenso processo de fraturamento, predominantemente rúptil, obedecendo às atitudes principais: N40 -75E / subv. e N75W / 45 NE (JG-125); N 40-60 E / subv. (JG-126); N10-30E / subv. e N15-25W / subv.(JG-128).

O biotita monzogranito do afloramento JG-125 apresenta raros pórfiros de feldspato, e mostram intrusões de bolsões e veios pegmatóides, assim como veios de quartzo preenchendo fraturas com atitude N70E / 75 SE.

A (fig. 7), a seguir, representa uma feição textural típica do biotita sienogranito, de granulação grossa, ineqüigranular, porfirítico, referente ao afloramento JG-139. Nesta porção do corpo, observa-se a presença de veios aplíticos e um baixo grau de fraturamento, com predomínio de fraturas segundo N-S / subv., e secundariamente, com atitude N45-60E/subv. São comuns fraturas fechadas preenchidas por veios de quartzo com espessuras milimétricas, que ocorrem, tanto na atitude N-S / subv., quanto na atitude N 75E / 75 SE.



Figura 7 – Textura do biotita sienogranito, de granulação grossa, aflorante na margem direita da cachoeira do Santo Antônio (Afloramento JG-139).

A porção sudoeste deste corpo, aflorante na margem direita rio Madeira, extende-se por cerca de 5 km à montante do ponto JG-139, sendo, via-de-regra, recoberto por sedimentos atuais a sub-atuais nas encostas do barranco do rio. No entanto, o trecho margeando o rio, compreendido entre os afloramentos JG-137 e 138, destaca-se pela continuidade da exposição ao longo de 1500 metros. Esta região é contígua às pedreiras da Rondomar e 5° BEC. Neste trecho, as fraturas predominam também na direção N 45-60 E / subv., com raras atitudes segundo N 80 W / subv. (JG-137) e N 45W / subv. (JG-138).

Na pedreira da Rondomar (afloramento JG-224), o corpo granítico apresenta enclaves e também é comum a presença de rochas híbridas resultantes da mistura de magmas contrastantes, ou seja, granítico com magma máfico (fig. 8). Além deste fato, neste local, o corpo se encontra afetado por uma falha transcorrente, de movimentação dextral (fig. 9) com atitude segundo N45E/subv., paralela ao grande Lineamento Transtensivo Dextral Madre de Dios / Itacoatiara que passa a noroeste da área.

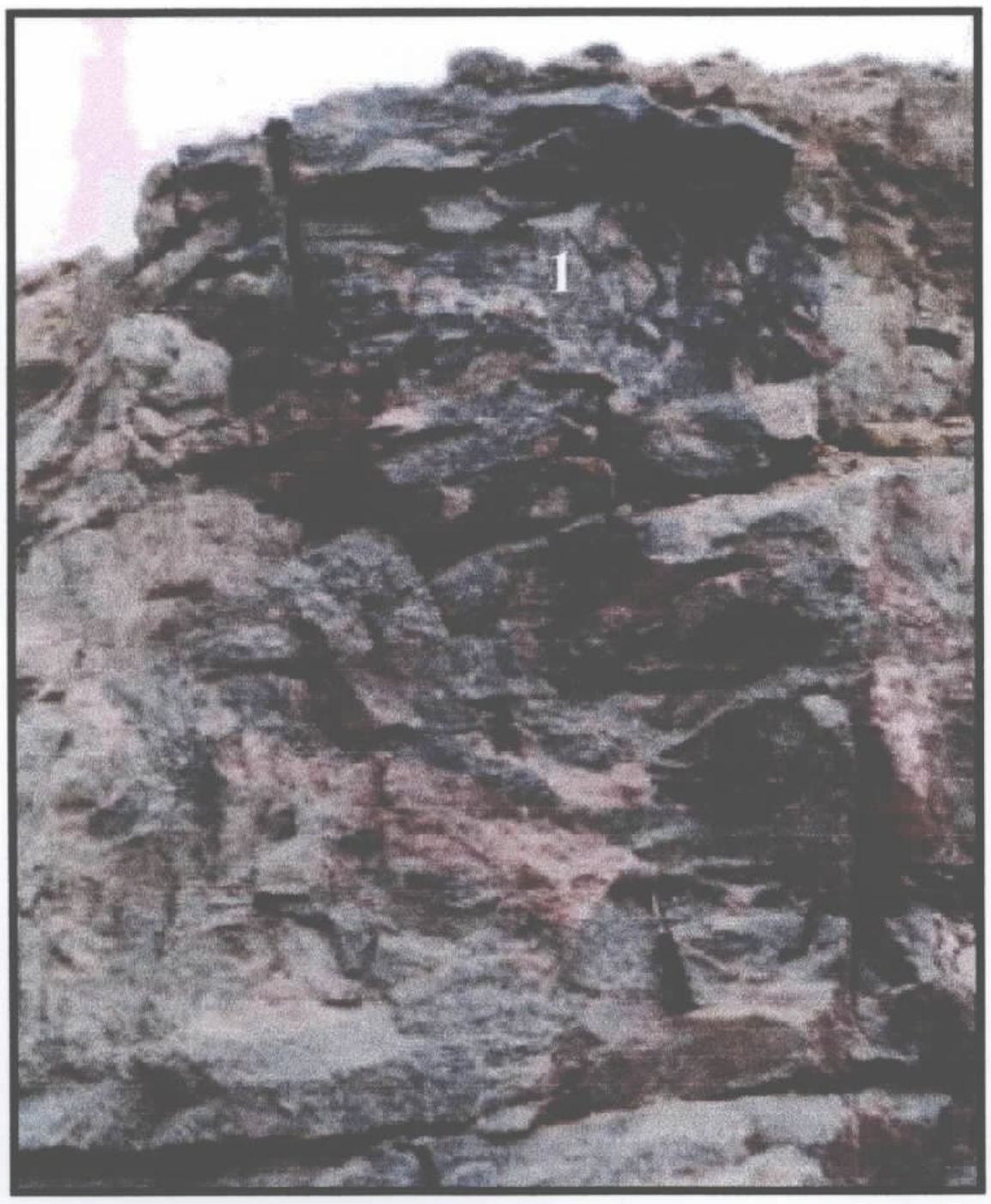


Figura 8 – Parede da cava da Pedreira da Rondomar (JG-224), mostrando rochas híbridas derivadas de mistura de magma granítico com magma máfico.



Figura 9 – Exposição no interior da cava da Pedreira da Rondomar, onde se observa plano de falha (1) com atitude segundo N 45 E / subvertical. Em (2), fraturas subhorizontais correspondentes ao alivio de pressão litostática.

Estes falhamentos são ilustrados no Mapa Geológico na escala de 1:100.000 (anexo 13), na forma de lineamentos paralelos ao grande Lineamento Madre de Dios-Itacoatiara, que por sua vez são representados no item 4 - Estruturas e Tectônica Regional (fig. 41).

Observa-se, porém, que a rocha predominante nesta porção do maciço granítico (JG-224), ilustrada na figura 10, é o biotita sienogranito de coloração rosa-claro, grosseiro, com presença de uma fácies de matriz de granulação fina a média, porfirítica, subordinada e correlacionável ao litotipo observado no ponto JG-128.

As ilustrações fotográficas a seguir visam mostrar alguns aspectos texturais e estruturais deste *stock*, tão bem expostos nesta região.

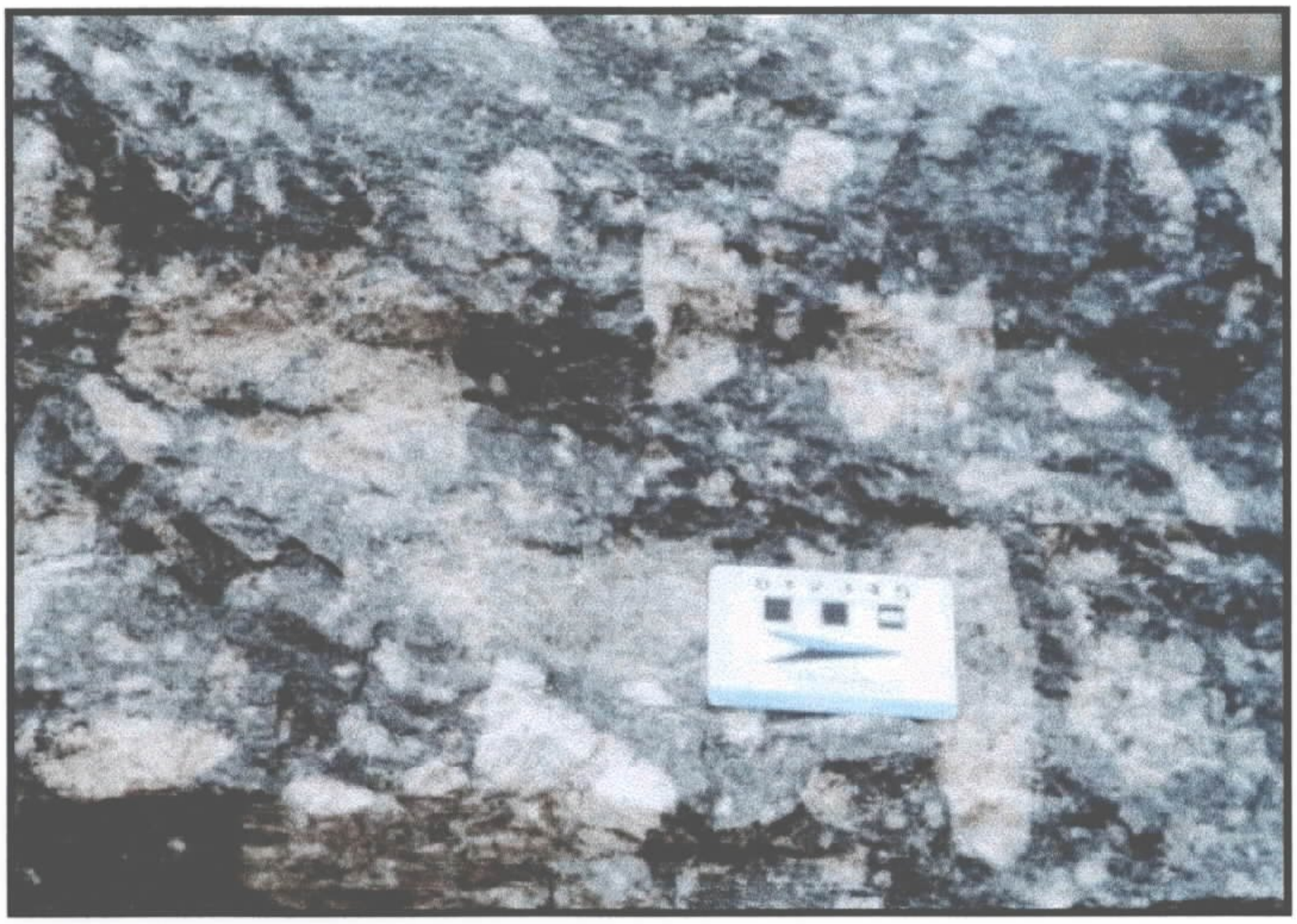


Figura 10 – Feição mesoscópica mostrando detalhe da rocha híbrida da figura 8.

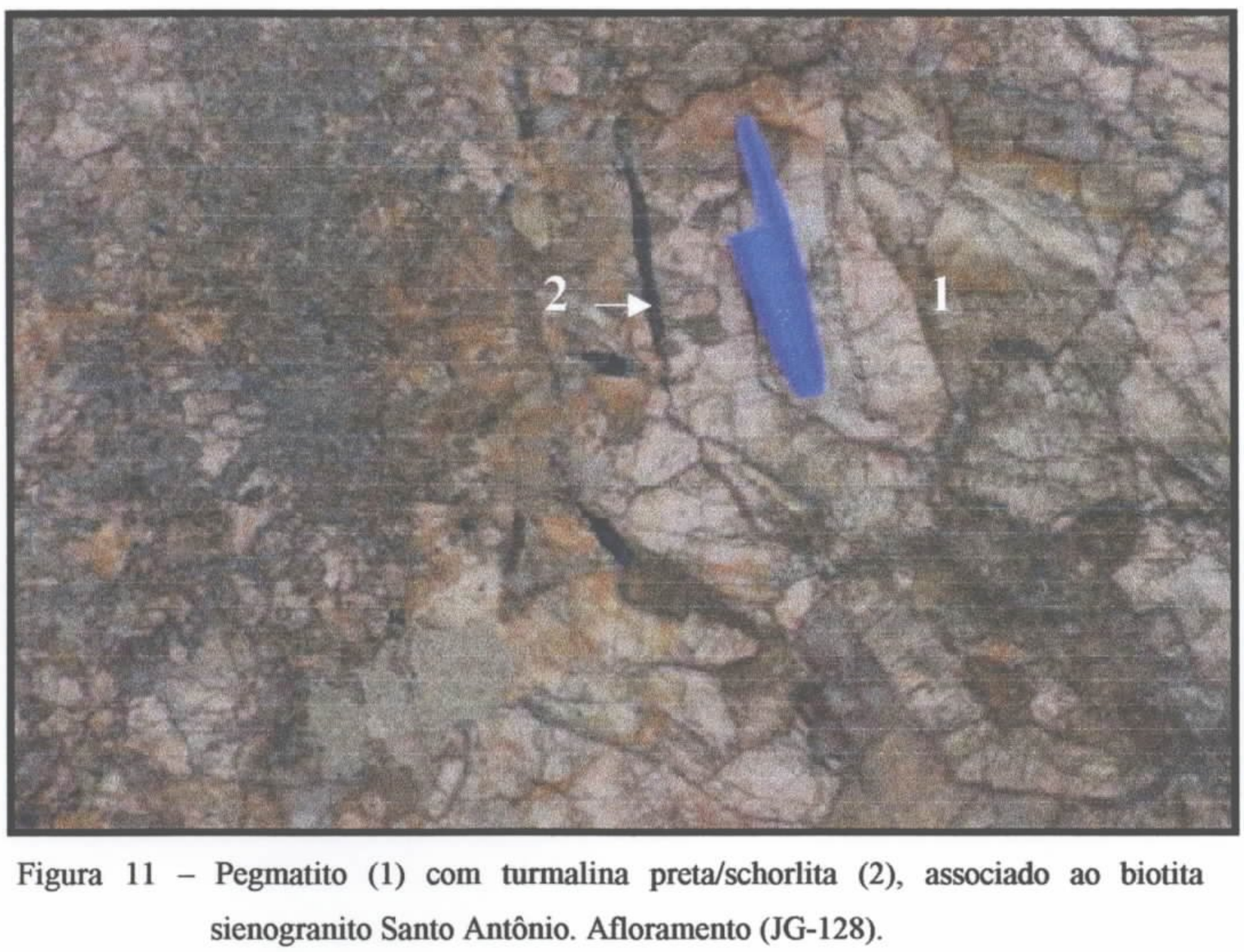


Figura 11 – Pegmatito (1) com turmalina preta/schorlita (2), associado ao biotita sienogranito Santo Antônio. Afloramento (JG-128).



Figura 12 – Contato entre sienogranito porfirítico de granulação grossa (1) com sienogranito de granulação fina a média (2), também porfirítico, mas com fenocristais distribuídos de forma mais esparsa. (Afloramento JG-128).



Figura 13 – Detalhe da figura anterior. Feição mesoscópica do sienogranito porfirítico de granulação fina a média.



Figura 14 – Feição mesoscópica do sienogranito porfirítico de granulação fina a média, destacando o sistema de fraturamento NNE e WNW.



Figura 15 – Textura rapakivi observada no granito de natureza subvulcânica, aflorante no ponto JG-128.

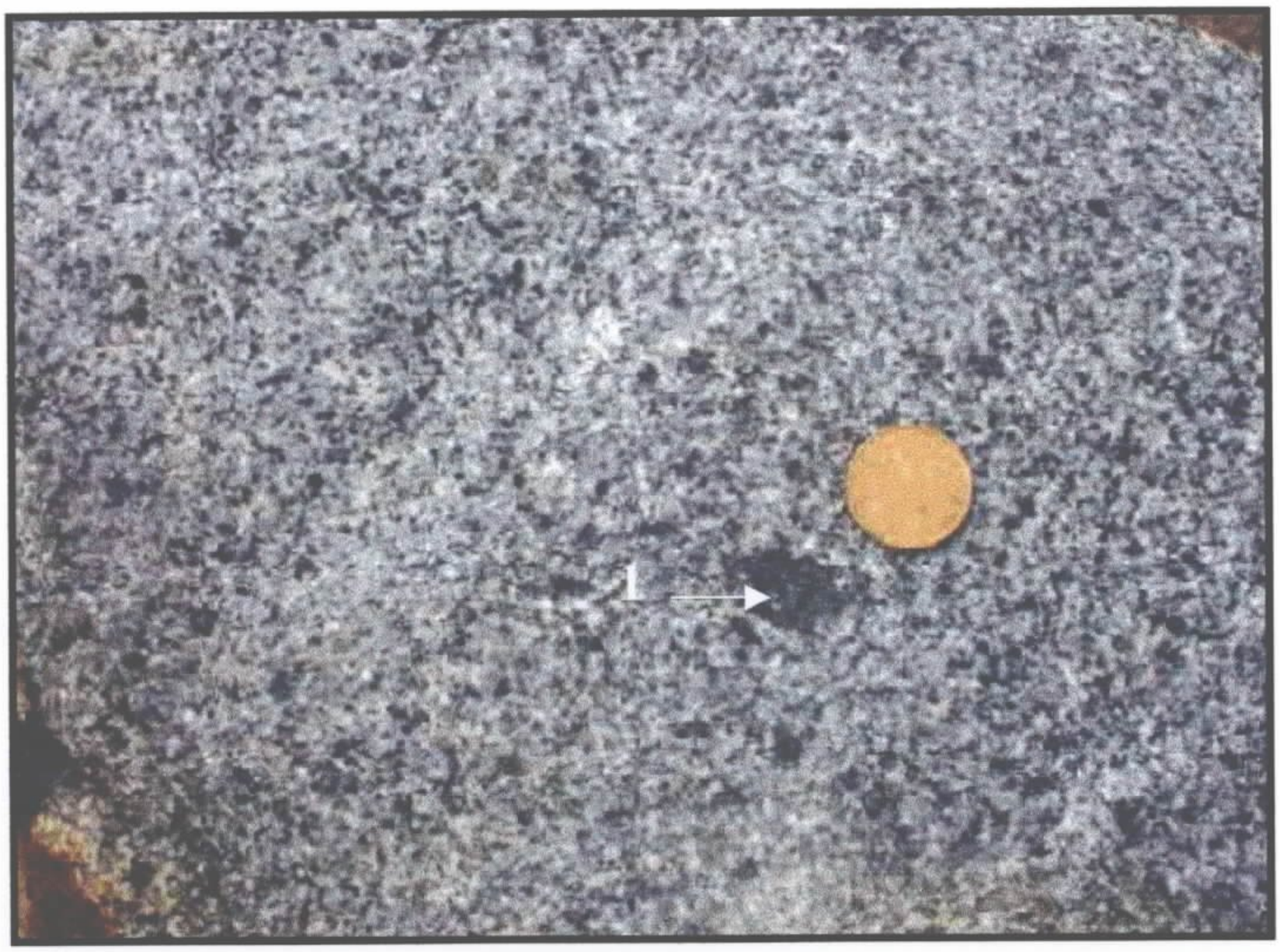


Figura 16 – Feição mesoscópica do litotipo do afloramento JG-127, apresentando aglomerados de máficos (1) e pontuações de pirita.

A delimitação cartográfica desta unidade litoestratigráfica que se encontra no mapa (anexo 13), mostra-se irregular em função do intenso processo geoquímico, supergênico, que se desenvolveu nas partes superiores deste corpo, sendo por isto seus terrenos cobertos por uma extensa carapaça laterítica em superficie, que inclusive pode ser observada, principalmente ao longo dos cortes da estrada BR-364, nas proximidades da UNIR e estrada vicinal da BR-364 em direção à cachoeira Santo Antônio.

– Suíte Intrusiva Teotônio

Dois corpos graníticos, o primeiro situado nos arredores e a montante da cachoeira de Morrinhos, e o segundo nos arredores e à montante da cachoeira do Teotônio, foram enquadrados neste relatório na Suíte Intrusiva Teotônio.

O corpo que ocorre na localidade de Teotônio, nas proximidades da cachoeira homônima, apresenta as melhores exposições nas porções norte e oeste (margem esquerda), e sul (margem direita) da referida cachoeira.

As fácies que constituem esta unidade estão representadas pelos seguintes termos: biotita sienogranito róseo, de granulação grossa; monzonito e sienito. Os termos biotita sienogranito de

coloração rosa e monzonitos acinzentados predominam. Estes últimos, apresentam-se, às vezes, com pontuações róseas e mostram granulação fina a média, conforme exemplificado no afloramento JG-108. Ocorrem, também, a presença de fenocristais de feldspato alcalino com diâmetro inferior a 4 mm (ponto JG-111).

A fácies de composição sienítica é restrita a diques estreitos, observáveis principalmente nos afloramentos da cachoeira do Teotônio.

No afloramento JM-123, estes diques sieníticos estão intrudidos em sienogranito róseo e se encontram afetados por uma falha de atitude N-S / subv., com movimentação sinistral (fig. 17).



Figura 17 – Feição mesoscópica do dique de sienito intrudido (1) no sienogranito (2).

A única relação de contato que os litotipos desta suíte possui com rochas cristalinas mais antigas, foi observada no ponto JM -117, onde o corpo granítico intrude em metatufo da Formação Mutum-Paraná, conforme ilustra a figura 18, a seguir:

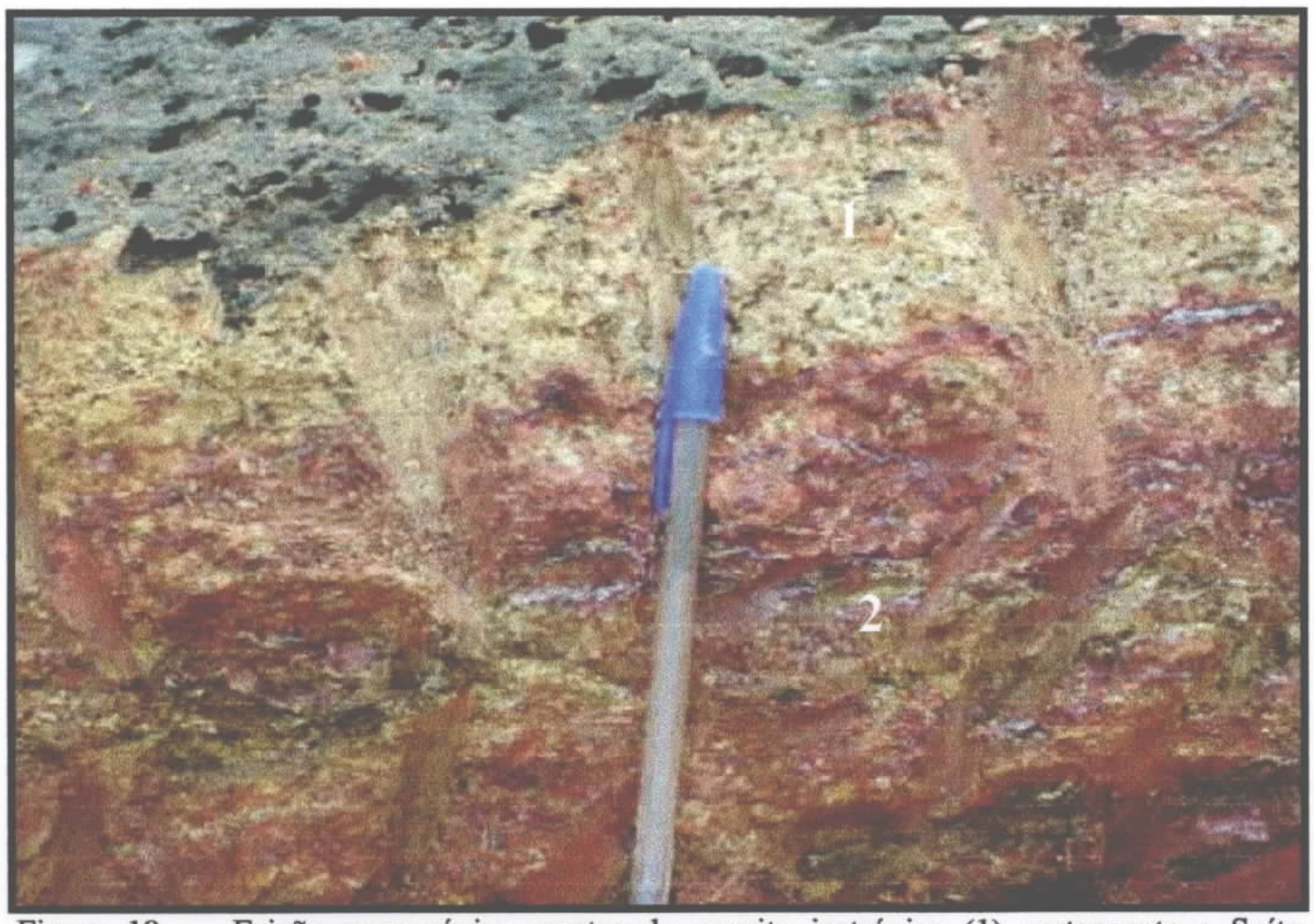


Figura 18 – Feição mesoscópica mostrando granito isotrópico (1) pertencente a Suíte Intrusiva Teotônio intrudido em metatufo (foliado) da Formação Mutum-Paraná (2), ambos saprolitizados. Afloramento localizado no leito do rio Madeira e observável somente na época de seca.

Outro corpo individualizado neste trabalho, localiza-se na região do Morrinhos (cachoeira e arredores), à montante da cachoeira homônima, onde ocorrem exposições de forma mais freqüente na margem esquerda do rio Madeira ao longo de cerca de 17 Km. Neste trecho localizam-se os afloramentos referentes aos pontos JG-107, 108, 109, 111, 112, 113 e 114. Este trecho constitui a área de maior ocorrência linear desta unidade, ao longo do rio Madeira (trecho Jirau-Santo Antônio), sendo recobertos em alguns locais, como no ponto JG-109, por sedimentos argilo-siltosos quaternários.

A norte e noroeste do ponto JG-107, o relevo é predominantemente colinoso e contrasta com o terreno peneplanizado à jusante, que constitui a cobertura sedimentar quaternário, entretanto, o substrato é constituído pelo granito da referida suíte.

Diversas variedades faciológicas foram observadas nos afloramentos presentes neste segmento do rio, as quais são descritas sucintamenta a seguir:

- biotita monzogranito, cinza, de granulação fina a média (JG-107);
- monzogranito cinza, com pontuações rosa-claro, feldspáticas, apresentando duas variedades granulométicas: uma fina e outra média a grossa (JG-108);
- monzogranito, cinza, granulação média, porfirítico (JG-111);

– biotita monzogranito rosa-claro, granulação média a fina, com presença de fenocristais de feldspato menores que 4 mm, além de conter autólitos de composição diorítica (JG-113).

Um pequeno *stock* com 3 km de diâmetro localizado a nordeste da cachoeira de Morrinhos, foi enquadrado, também, como pertencente à Suíte Intrusiva Teotônio, o qual está representado no afloramento JG-123. Trata-se de um biotita sienogranito róseo, inequigranular, de granulação grossa, isotrópico, apresentando fraturamento rúptil, segundo as atitudes: N35-65W / 65NE a subvertical, e mais raramente atitudes segundo N-S/65E e N10-20E/60SE a subv.

Associado ao biotita sienogranito grosso, ocorre, localmente, um granito fino, de coloração rosa-escuro, com pontuações pretas, apresentando fenocristais de feldspato alcalino, euédricos, com diâmetro menores que 10 mm, distribuídos de forma dispersa na rocha.

Por outro lado, os afloramentos rochosos expostos na cachoeira de Morrinhos apresentam excelentes exposições, de valor geológico inestimável, principalmente por trazer o registro de relações estratigráficas importantes, como intrusões de biotita sienogranito em rocha calciossilicática (Complexo Jamari), as quais estão presentes na forma de megaxenólitos, apresentando foliação preservada (fig. 19), embora com atitudes não originais, e injeções de material granítico (diques aplíticos) de duas gerações diferentes (fig. 21). Observa-se, ainda, neste local a presença de mobilizados félsicos quartzo-feldspáticos, bolsões e veios pegmatóides, (fig. 20), e a associação de corpos máficos deformados. Esta miscelânea de rochas ocorre, principalmente na porção noroeste da cachoeira (margem esquerda), enquanto que na margem direita existe a predominância de sienogranito grosso, róseo, inequigranular, isotrópico, mas afetado por fraturamentos segundo atitudes N50-60E/subv., N30-40W/subv e E-W/70S.

As figuras que se seguem, ilustram os principais detalhes da faciologia presente nesta porção do corpo granítico presente na cachoeira de Morrinhos.



Figura 19 – Detalhe do contato entre sienogranito de granulação grossa (1) pertencente a Suíte Intrusiva Teotônio e o megaxenólito de rocha calciossilicática do Complexo Jamari (2). A Bússola indica o norte verdadeiro.



Figura 20 – Bolsões pegmatóides tardios (1) intrudidos em sienogranito (2).



Figura 21 – Diques aplíticos seccionando rocha calcissilicática (1) mostrando duas gerações de intrusões (2 e 3).



Figura 22 – Paisagem mostrando afloramentos de sienogranito na cachoeira de Morrinhos. No fundo, relevo colinoso característico de terreno granítico.



Figura 23 – Paisagem mostrando afloramentos de sienogranito no leito do Madeira. Ponto de afloramento JM-141 (trecho Morrinhos-Teotônio).

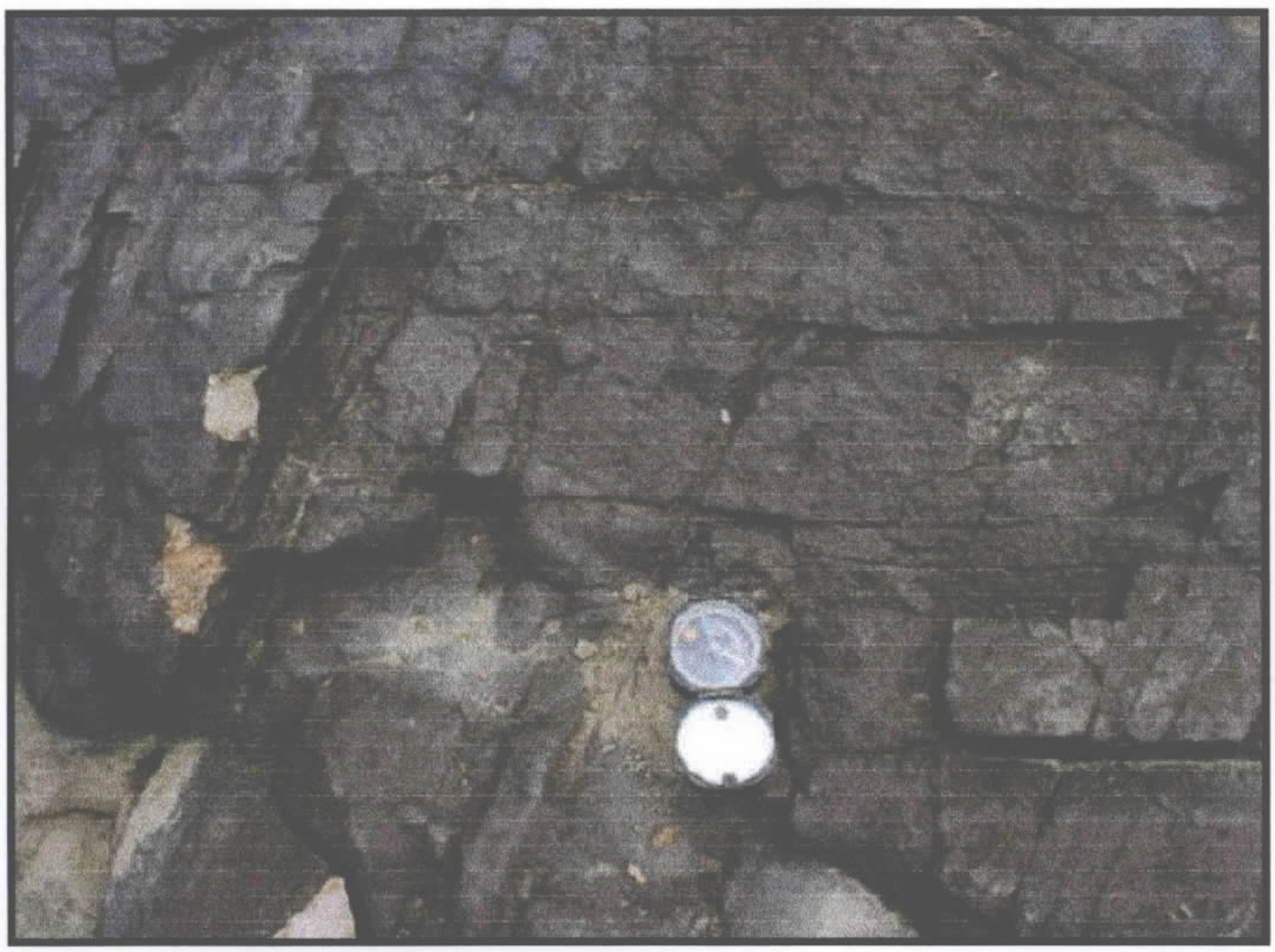


Figura 24 – Feição mesoscópica do sistema de fraturamento do ponto JM-141. Bússola indicando norte geográfico.

– Suíte Intrusiva Rondônia

Na Área de Influência Direta do Empreendimento Hidrelétrico do Santo Antônio ocorrem três corpos que estão enquadrados nesta suíte, na região próxima da cidade de Jaci-Paraná, sendo o Granito Caracol o mais expressivo por ter dimensões batolíticas e porção noroeste aflorante no leito e na margem direita do rio Madeira, próximo da foz do rio Jaci-Paraná. A borda noroeste deste corpo se encontra recoberto por sedimentos quaternários da Formação Jaci-Paraná e Rio Madeira.

Os afloramentos no leito do rio Madeira (JG-99, JG-104, JG-119, JG-120, JG-121, JG-101), localizados nas proximidades da foz do rio Jaci-Paraná, apresentados no Mapa de Afloramentos da AID (anexo 15), representam a porção noroeste deste corpo batolítico (fig.15). Além destes pontos, este corpo aflora na BR-364, Km 81,2 (trecho Porto Velho / Jaci-Paraná (JG-189) e na cachoeira do rio Caracol (JG-186). Estes dois últimos são pertencentes à Área de Entorno do Santo Antônio.

Caracterizam esta suíte, termos, tais como, biotita sienogranito grosso, porfirítico, como o observado no leito do rio Madeira, confluência com rio Jaci-Paraná (JG-104 e JG-99), representado nas figuras a seguir:

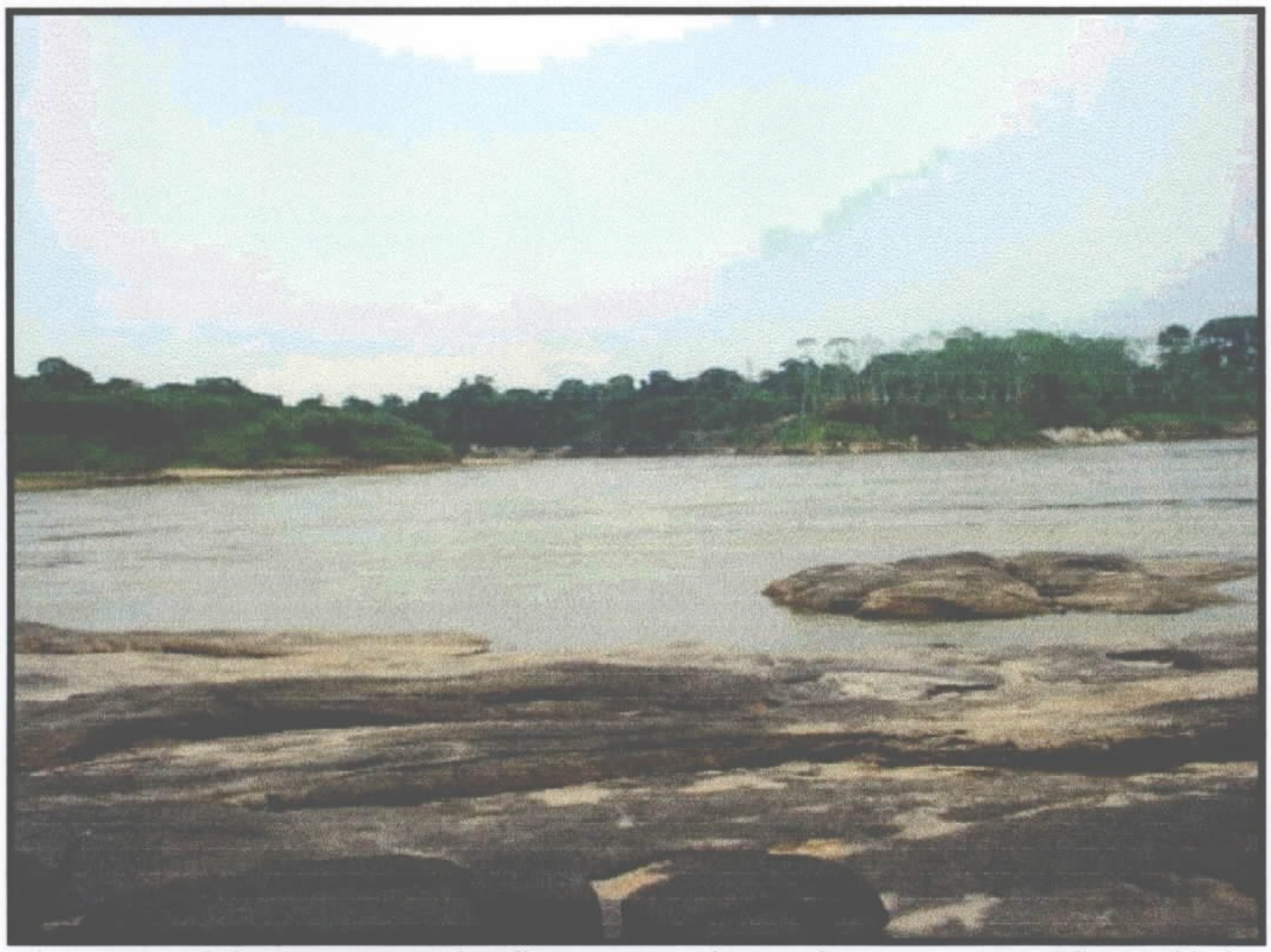


Figura 25 – Paisagem mostrando afloramento rochoso referente ao ponto JG-104 (biotita sienogranito, granulação grossa, róseo, porfirítico, com fraturas principais segundo atitude N80E / subvertical), localizado na confluência do rio Madeira com rio Jaci-Paraná.



Figura 26 – Feição mesoscópica do afloramento JG-104 (biotita sienogranito) mostrando sistema de fraturas anastomosadas, com atitude predominante segundo E-W / subvertical.



Figura 27 – Textura de outra Fácies (biotita sienogranito porfirítico) observada no afloramento JG-99, contígüo ao ponto JG-104.



Figura 28 – Textura do sienogranito porfirítico observada no afloramento JG-99.

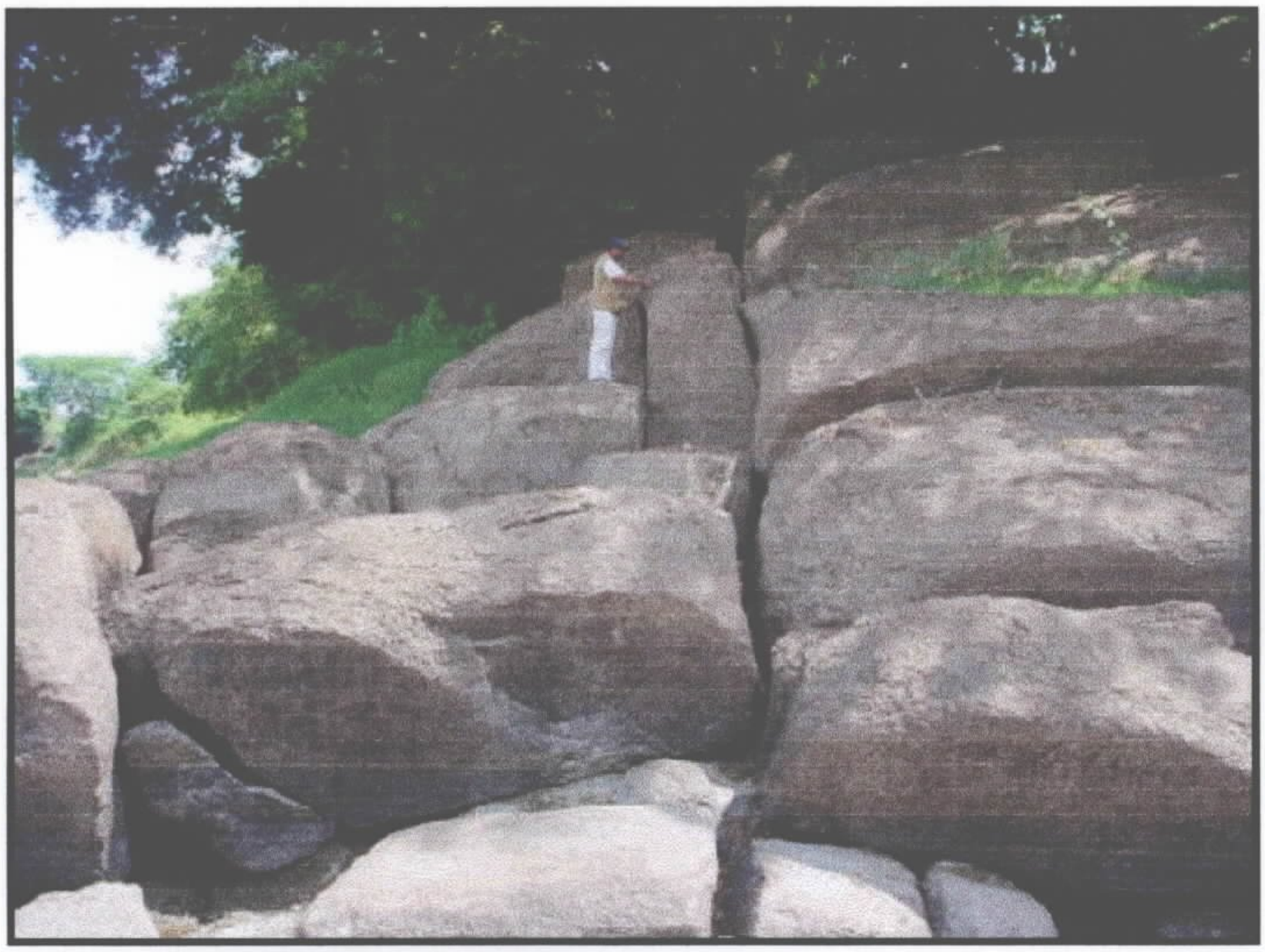


Figura 29 – Afloramento de biotita sienogranito (fácies dominante), róseo, granulação grossa, porfirítico apresentando fenocristais de feldspato com tamanho entre 2-3 cm, e fácies esbranquiçada com porções esverdeadas (epidotização) e aglomerados de biotita (fácies secundária). Fraturamento rúptil subvertical. Ponto JG-119.

Neste local o corpo está afetado por um intenso fraturamento rúptil-dúctil segundo a atitude E – W / 80N a subvertical, conforme demonstra a figura 29.

Fato importante a destacar é que o afloramento rochoso do ponto JG-104 serve de barreira e refletor para as correntes d'água do rio Madeira, desviando o fluxo para a margem direita do rio, trazendo como conseqüência, a erosão acentuada desta margem, conforme já foi ilustrada nas figura 42, 43 e 44, sobre a dinâmica fluvial do rio Madeira, item 5 do relatório do Jirau.

De elevada importância para a compreensão deste corpo batolítico (Granito Caracol) são os afloramentos dos pontos JG-185 e 186, localizados na porção centro-norte do corpo. O primeiro na cachoeira do rio Caracol, e o segundo na margem da Br-364, Km 81,2 (trecho Porto Velho/ Jaci-Paraná).

Na Cachoeira do rio Caracol, o litotipo é um sienogranito porfirítico, cortado por diques de riolito segundo a direção N35W/subvertical.

Um intenso fraturamento ocorre no local, apresentando as seguintes direções: N40-60W/subv, E-W/subv., e N40E/subv.



Figura 30 – Paisagem da Cachoeira do Rio Caracol com exposição do biotita sienogranito, intensamente fraturado.



Figura 31 – Feição mesoscópica no afloramento JG-186, mostrando diques sin-plutônicos de riolito intrudidos no corpo granítico, segundo a atitude N35W/subv.

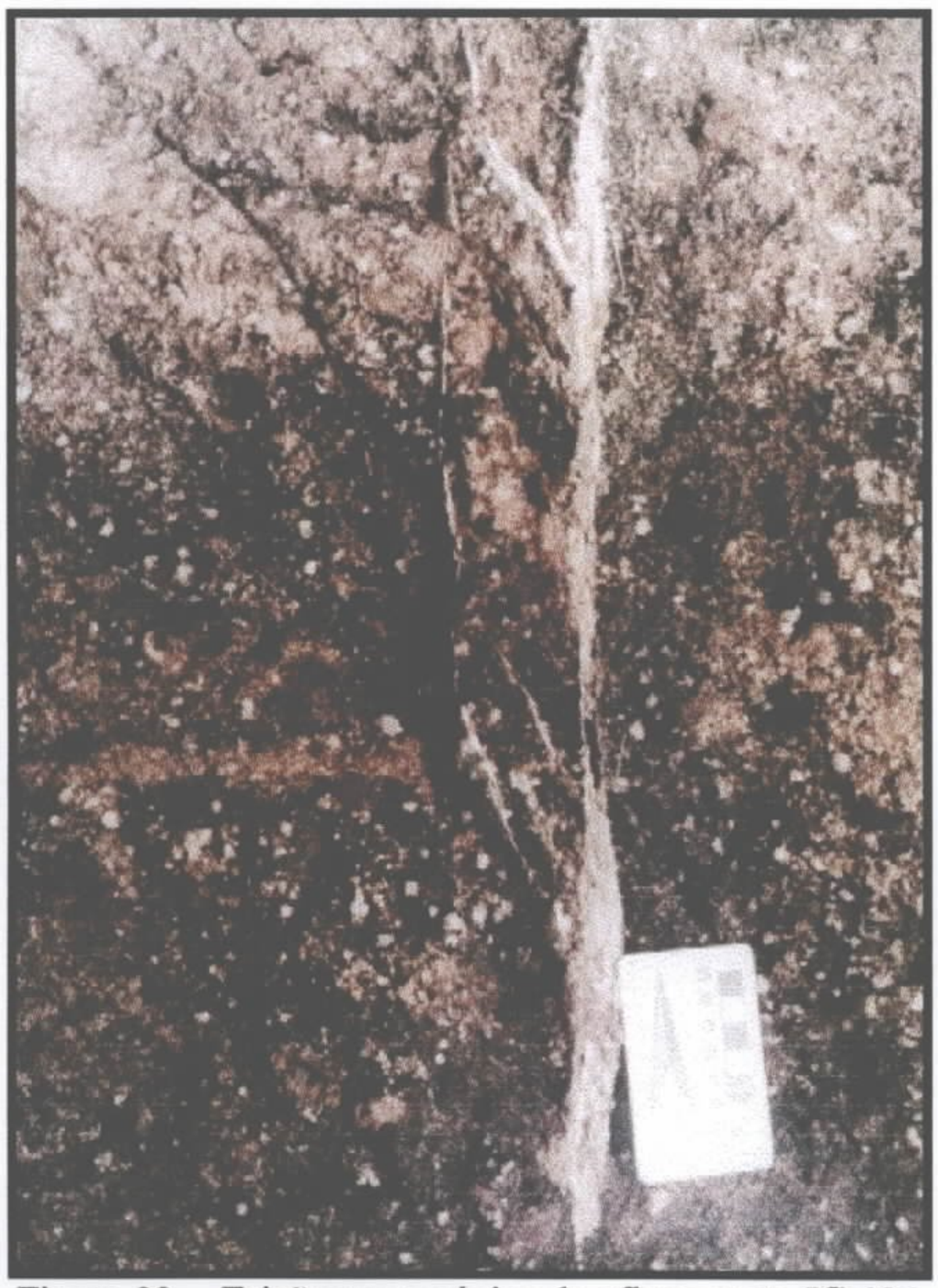


Figura 32 – Feição mesoscópica do afloramento JG-186, mostrando veios de quartzo preenchendo fraturas fechadas com direção norte-sul. Observa-se que nesta porção do corpo, assim como no afloramento JG-117, o corpo está afetado por falhas e fraturas nesta direção.

Neste afloramento (JG-186), localizado na margem da BR-364, km 81,2 (Trecho Porto-Velho / Jaci-Paraná), o litotipo característico é o sienogranito porfirítico, que apresenta textura rapakivi e cristais xenomórficos de quartzo com diâmetro menores que 10 mm. Vênulas de quartzo de forma lenticulares preenchem fraturas de direção N-S, conforme evidenciado na figura anterior.

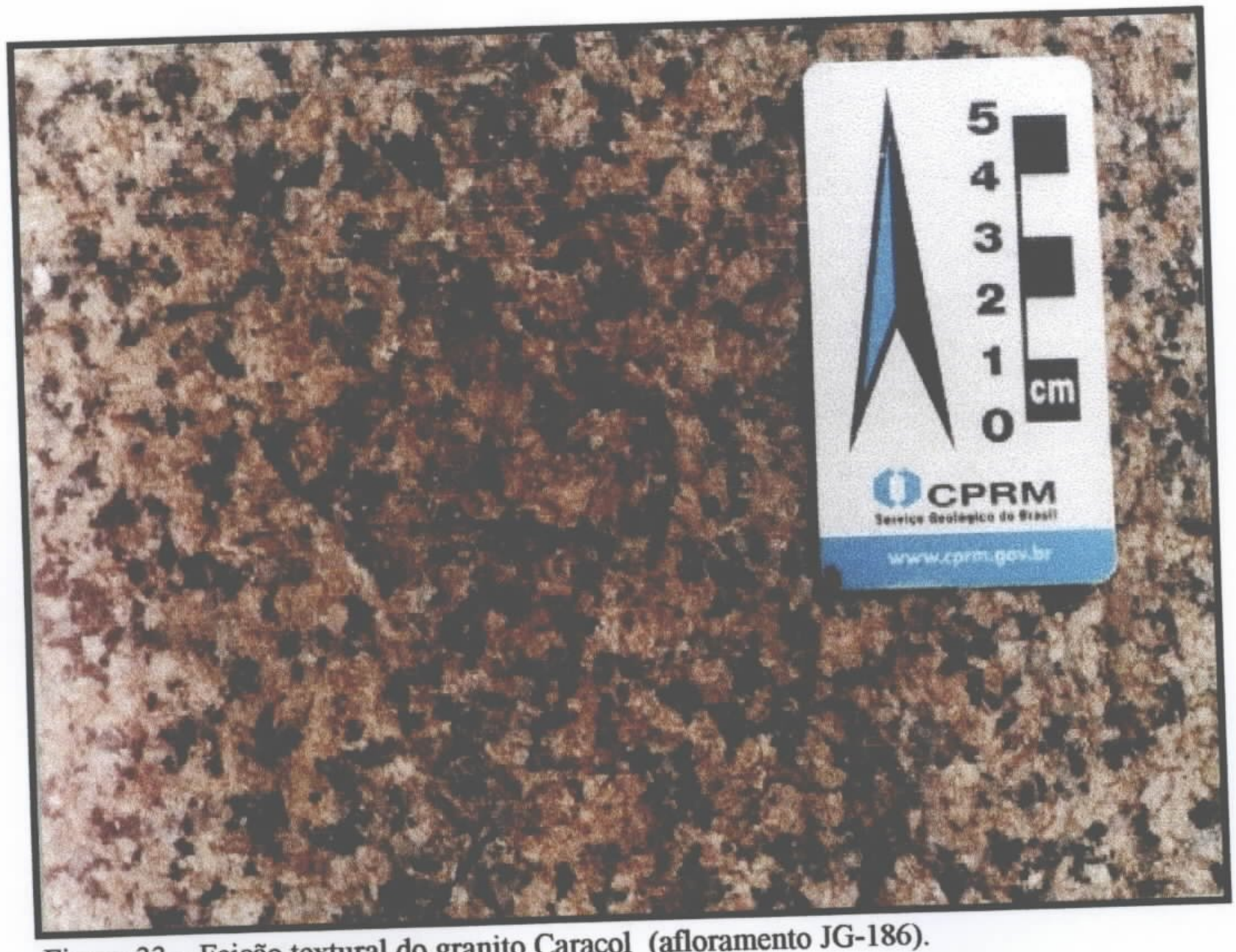


Figura 33 – Feição textural do granito Caracol (afloramento JG-186).

Um segundo corpo expressivo é àquele que ocorre no domínio da cidade Jaci-Paraná, mais propriamente dentro da área de influência direta, que inclui o canal e o "buffer" que abrange o terreno marginal do rio até à montante da cidade homônima. Estão incluídas aquelas porções do corpo aflorantes no leito do rio Jaci-Paraná (pontos JG- 117 e 118), as quais estão recobertas por sedimentos quaternários da Formação Jaci-Paraná e sedimentos mais recentes, além de afloramentos dentro da área urbana de Jaci-Paraná.

O afloramento JG-117 ocorre no leito do rio Jaci-Paraná, na base do barranco do rio homônimo e está recoberto por um pacote de sedimentos argilo-arenosos da Formação homônima. A rocha é caracteristicamente um sienogranito, de coloração rosa-claro a esbranquiçado com pontuações marrons a pretas, determinada pela presença de biotita e anfibólio, de granulação grossa, inequigranular, parcialmente epidotizado. Vênulas de quartzo segundo N70W são deslocadas por microfalhas na direção N-S (fig. 34).



Figura 34 – Detalhe de afloramento de sienogranito afetado por microfalha disposta na direção N-S, deslocando vênula de quartzo associada a fratura NW-SE. Em (1) microfalha, (2) Vênula de quartzo deslocada, (3) rejeito de falha.



Figura 35 – Feição textural do sienogranito referente ao afloramento JG-118.

O afloramento referente ao ponto JG-118, é essencialmente constituído de feldspato e quartzo, além de poucos minerais máficos.

As fraturas apresentam padrões segundo as atitudes: N 65-80W/80NE a subvertical; N25-50W/75SW a subv.

Afloramento com as mesmas características ocorrem no leito do referido rio, debaixo da ponte da BR-364, que liga Porto Velho ao distrito de Jaci-Paraná.

O terceiro corpo considerado neste relato sobre a geologia da AID, está situado à cerca de 15 km a noroeste do distrito de Jaci-Paraná e a 3 km-jusante da cachoeira de Morrinhos. Trata-se de um *stock* de 3x4 km, tendo sua borda oeste margeando o rio madeira. Nos levantamentos ao longo do rio, o corpo aflora em um único ponto (JG-123), que é caracterizado pela presença de biotita sienogranito de granulação grossa, inequigranular e isotrópico, com fenocristais euédricos de feldspato alcalino de diâmetro menores que 10 mm, que ocorrem dispersos na rocha. O corpo é afetado por fraturamentos que obedecem as direções N60-70W/ 55SW a subv e N60E / 75SE.

Na porção central e nordeste deste corpo (Fazenda do Zé Gordo), ocorre o afloramento JG-190, que se caracteriza como um biotita sienogranito porfirítico, maciço, de coloração rosa-claro e granulação grossa. Observa-se nesta porção do corpo granítico a presença de autólitos, cinza-escuro com pontuações pretas (máficos).

– Coberturas Sedimentares

As coberturas sedimentares presentes na região de entorno do Empreendimento Hidrelétrico do Santo Antonio, abrangem desde sedimentos inconsolidados a parcialmente consolidados da Formação rio Madeira, passando por sedimentos arenosos e argilo-siltosos da Formação Jaci-Paraná e sedimentos indiferenciados pertencentes a inúmeros paleovales de rios holocênicos que possuem ocorrência restrita aos antigos canais destas drenagens. Por fim, estão os sedimentos atuais a sub-atuais que ocorrem na partes superiores dos perfis aluvionares nos leitos ativos dos rios e igarapés.

Segue uma descrição sucinta dos sedimentos referentes a estas coberturas sedimentares:

– Formação Rio Madeira

Sob essa denominação são englobados os depósitos essencialmente fluviais originados pelo rio homônimo que se distribuem, preferencialmente, em ambas as margens do referido rio, no interior da Bacia de Abunã e ao longo dos rios Mutum e Cotia, compreendendo a região a

sudoeste de Porto Velho entre as localidades de Jirau e Abunã. Depósitos semelhantes também ocorrem neste rio a jusante da cachoeira do Caldeirão e montante de Morrinhos, bem como, no leito do rio Jaci-Paraná, a sul do distrito de mesmo nome, tendo sua área de maior expressão no entorno da ilha Liverpool, provavelmente, constituindo o substrato desta ilha.

A Formação Rio Madeira é representada por sedimentos inconsolidados a semi-consolidados, parcialmente ferruginizados, depositados no leito ativo, margens e mais raramente, na planície de inundação dos rios, originando depósitos do tipo barra de canal longitudinal e transversal, barra em pontal, depósitos de diques marginais e esporadicamente, bacias laterais de inundação.

Nos estudos relativos a AID procurou-se estabelecer uma montagem na estratigrafia da unidade, com a execução de perfis em ambas as margens do rio Madeira e de seu afluente de maior porte, na tentativa de se fazer um empilhamento crono-estratigráfico da seqüência sedimentar da Formação Rio Madeira. Entretanto, encontraram-se dificuldades em função da descontinuidade dos afloramentos e da própria dinâmica do rio, o qual está em constante processo de erosão e deposição por sobre as camadas da referida unidade.

A seqüência estratigráfica que melhor representa a Formação Rio Madeira, nesta região, é composta pelas seguintes camadas: camada inferior de areia grosseira, mal selecionada, ferruginizada, maciça, de coloração amarelada logo acima da camada de areia, separada geralmente por uma camada de areia fina lateritizada ("chapa laterítica"), ocorre uma camada de cascalho endurecido e soldado por siderita, óxidos e hidróxidos de ferro, de espessura variável, composto por seixos angulosos de quartzo-arenito, quartzito e quartzo leitoso. A matriz é de cor cinza, de granulometria areia fina a média, também endurecida por lateritização. Essa camada cascalhífera não apresenta estruturas sedimentares definidas, formando um pacote maciço.

Sobreposta ao cascalho ocorre uma camada de areia ferruginizada, endurecida e cimentada por óxi-hidróxidos de ferro os quais emprestam uma coloração ocre-amarronzada ao sedimento. O endurecimento (lateritização) das areias se dá predominantemente ao longo dos planos de estratificação, desta forma, preservando-os e mantendo as estruturas primárias. Os *sets* são separados por uma "chapa laterítica" horizontalizada. A areia é de granulometria grossa, com níveis de grânulos e até seixos dispersos, mal selecionada, possuindo grãos subarredondados, exibindo, por vezes, granodecrescência ascendente para areia fina. As estruturas mais comuns nesse tipo de camada são a estratificação cruzada de médio porte fig. 36, plano-paralela e cruzada acanalada .



Figura 36 – Estratificação cruzada de médio porte das areias semi-consolidadas da Formação Rio Madeira (ponto JG-94)

Na parte superior ou topo da seqüência sedimentar da Formação Rio Madeira, por vezes, encontra-se depositado um nível de cascalho ferruginizado, endurecido, cimentado por óxido e hidróxido de ferro de coloração vermelha-amarelada, apresentando fraturamento, o qual se destaca na parte superficial desse pacote. As areias também exibem fraturas conjugadas, evidenciando que os efeitos neotectônicos e/ou suas reativações posteriores, atingiram essas coberturas sedimentares (fig. 37).



Figura 37 – Topo da camada de areia parcialmente litificada mostrando fraturas que se destacam na superfície (ponto JG-94)

A variação nos tipos de seqüências sedimentares da Formação Rio Madeira pode ser evidenciada na seção e perfil esquemático representados na figura 38.

Uma evidência conspícua neste e noutros perfis dos barrancos do rio Madeira, onde ocorre esta cobertura sedimentar, como nos pontos JG-94 e JG-95, é a relativa preservação das camadas de areia e cascalho ferruginizados, endurecidos. A linha pontilhada marca o provável limite da zona erodida do barranco.

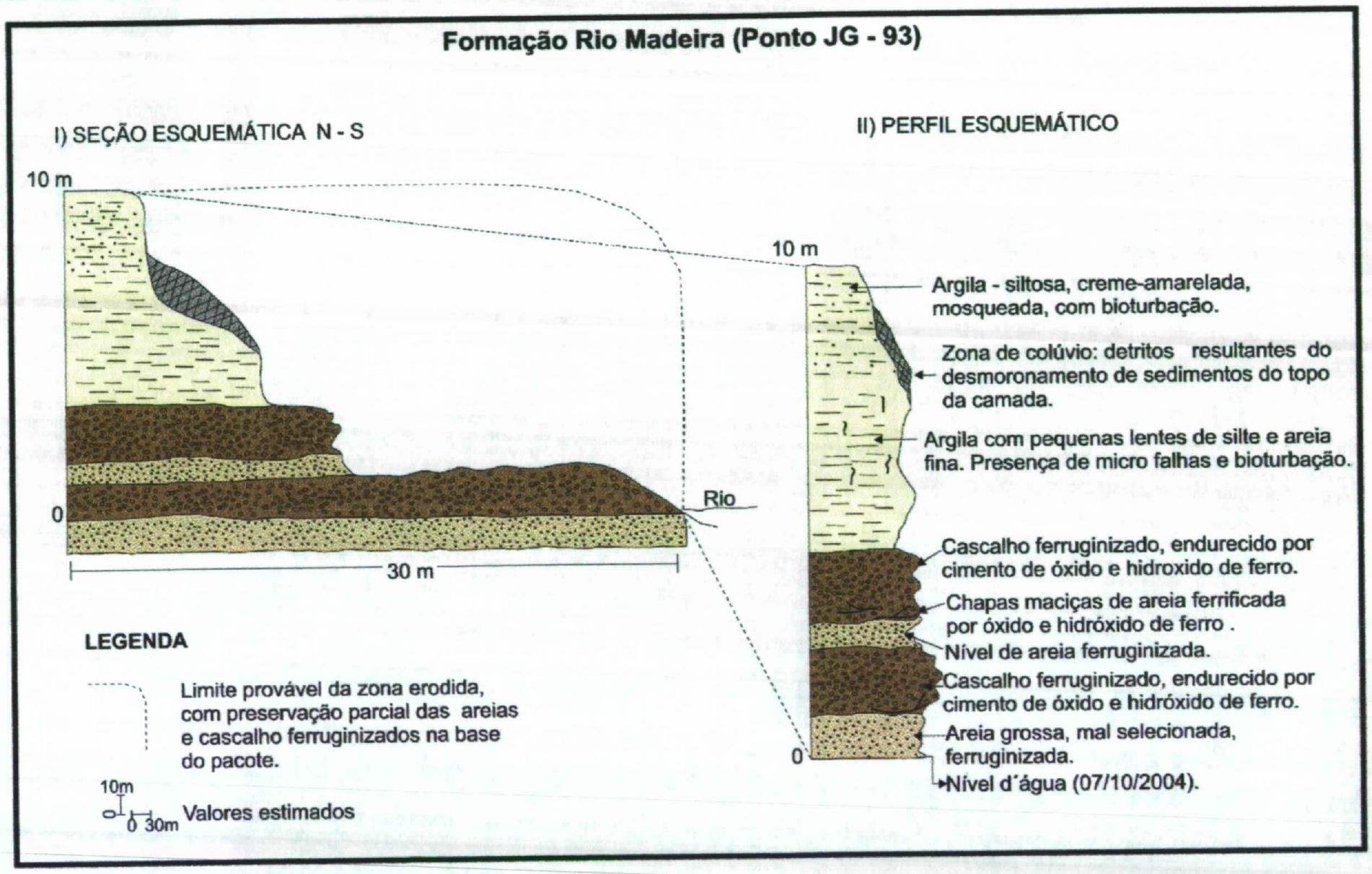


Figura 38 – Seção e perfil esquemático do barranco do rio Madeira nas proximidades da ilha Santana.

– Formação Jaci-Paraná

Os sedimentos inconsolidados que fazem parte desta unidade distribuem-se nas áreas topograficamente arrasadas no entorno do rio Madeira e nas proximidades e leito do rio Jaci-Paraná. Tratam-se na sua grande maioria de depósitos detrito-lateríticos e colúvio-aluviais associados geneticamente a processos erosivos e deposicionais relacionados a ciclicidade climática pretérita, com alternância de clima seco e úmido.

As coberturas detrito-lateríticas correlacionaveis com os sedimentos arenosos e argilosos que caracterizam esta formação, abrangem uma vasta região, formando áreas peneplanizadas em sua maioria. É constituída de nódulos amorfos ferruginosos semi-consolidados envoltos em matriz argilo-siltosa, de coloração avermelhada.

Os depósitos de areia são pouco espessos, com níveis conglomeráticos na parte basal do pacote e que representam depósitos aluvionares que ocorrem em paleomeandros. As areias são imaturas, granulometria fina, friáveis, de grãos subangulosos a subarredondados. As estruturas sedimentares mais freqüentes são a maciça e a estratificação plano-paralela horizontal. Camadas de silte e argila desenvolvem-se nas camadas superiores dos depósitos (fig. 39). Correspondem a depósitos de transbordamento, de bacias laterais de inundação ou depósitos associados a preenchimento dos baixios.

De maneira geral, os sedimentos são síltico-argilosos a argilosos, de coloração acinzentada a amarelada, mostrando granodecrescência ascendente. Estruturalmente, esses depósitos são maciços, com raras laminações plano-paralelas.

Por vezes, esses depósitos mostram-se capeados por uma crosta laterítica não muito espessa (0,15 a 0,80m) em níveis irregulares e descontínuos e não raramente desmantelados. Capeando essa unidade é comum se encontrar latossolos amarelados (fig. 40).

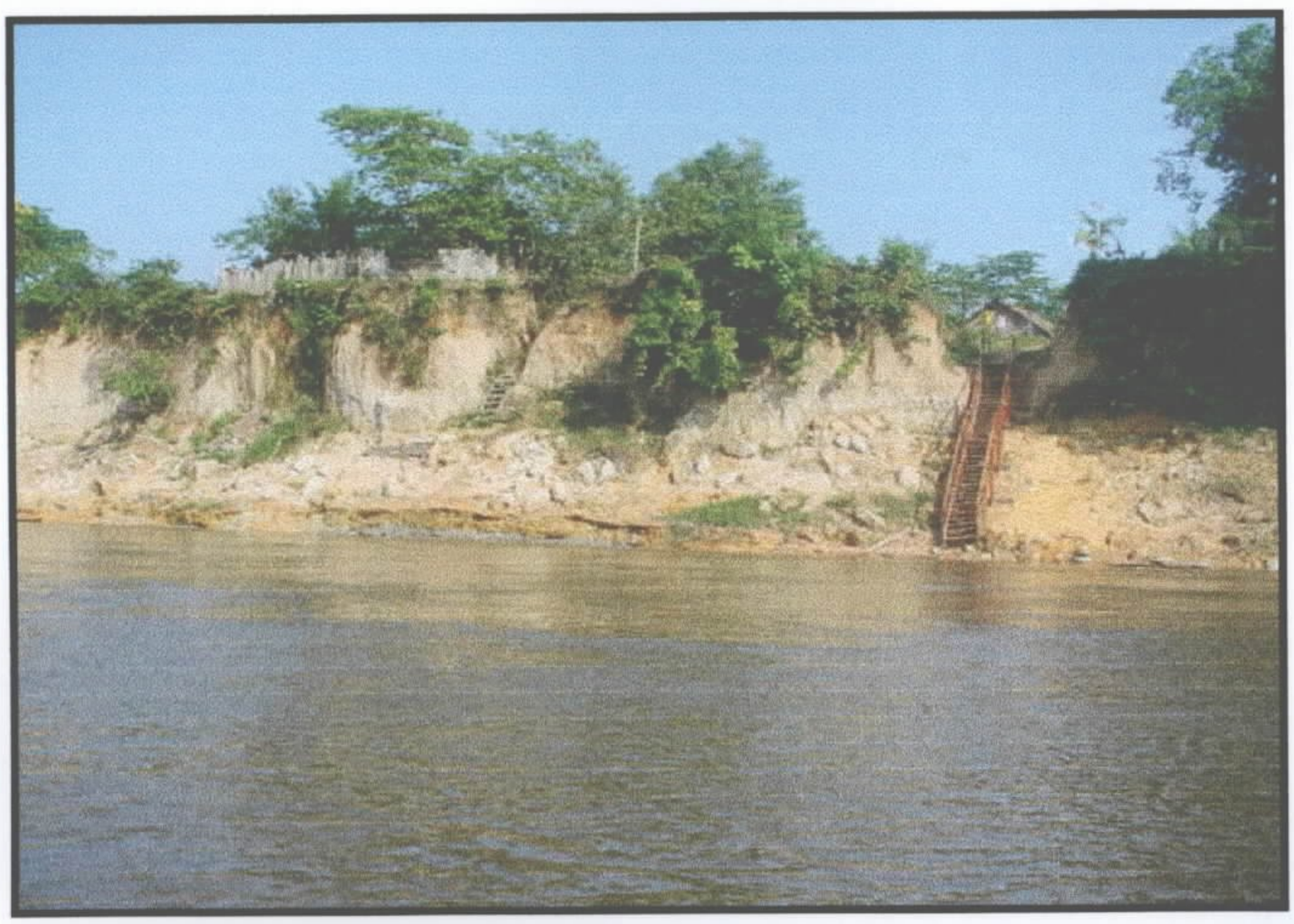


Figura 39 – Afloramento no barranco do Rio Jaci-Paraná exibido sedimentos argilosos na base e sedimentos silto-argilosos no topo.

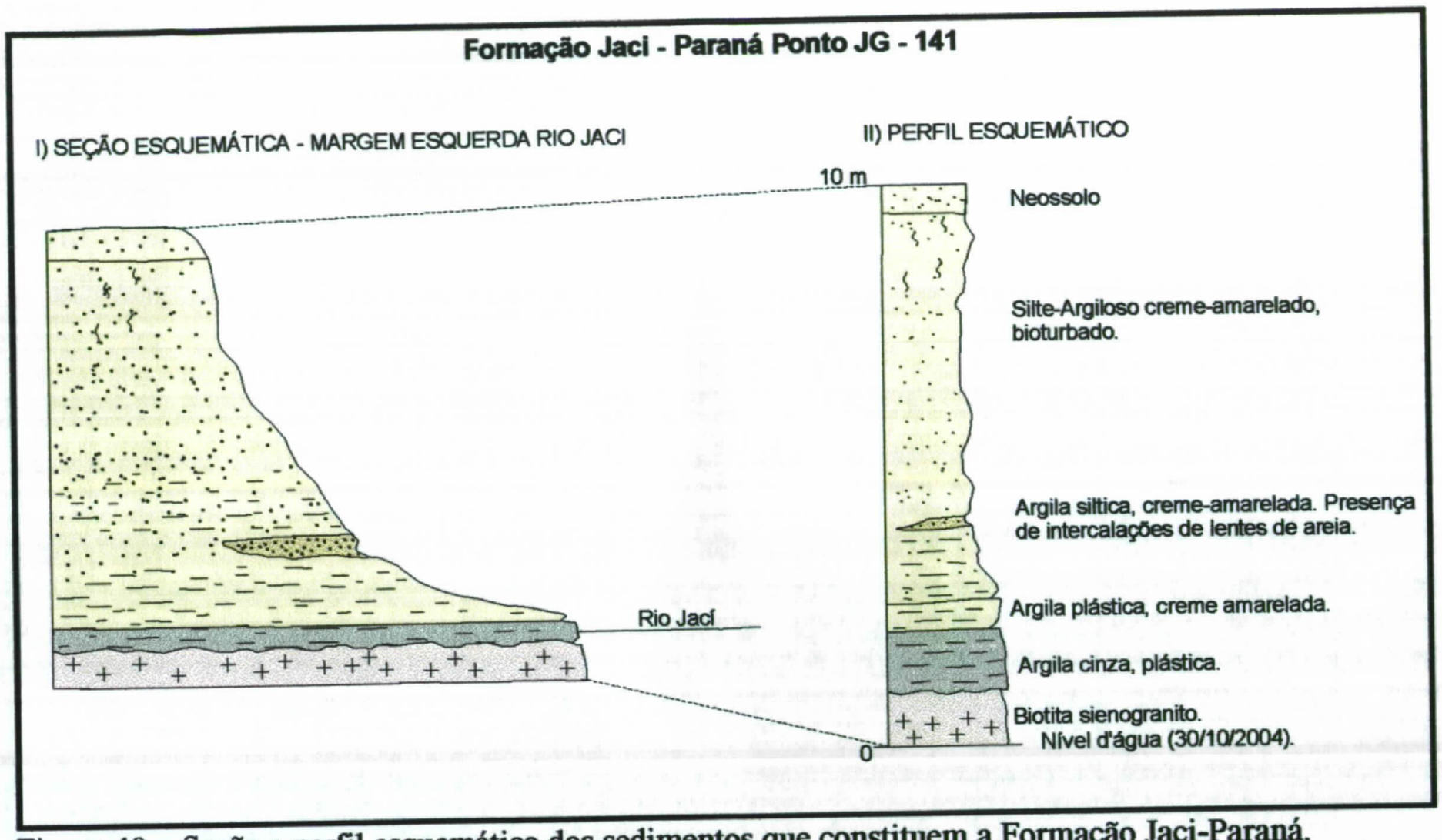


Figura 40 – Seção e perfil esquemático dos sedimentos que constituem a Formação Jaci-Paraná.

– Cobertura Detrito-Laterítica

Essa cobertura ocupa uma restrita área aplainada, com interflúvios tabulares, que se restringe ao extremo nordeste da AID. Os sedimentos detrito-lateríticos constituem-se, em grande parte, de depósitos colúvio-aluvionares areno-siltosos, argilo-siltosos e argilosos com níveis nodulares lateríticos e recobertos por grânulos e seixos de laterito desmantelado. Esses depósitos, na sua base, são constituídos por seixos provenientes dos próprios lateritos concrecionários, formando corpos do tipo *stone-layer* e, no topo, por material argiloso e siltoso proveniente do horizonte mosqueado. As superfícies aplainadas são constituídas dominantemente por solos argilo-arenosos, de baixa maturidade textural e mineralógica, de tonalidade avermelhada, ricos em concreções ferruginosas, além de níveis de argilas coloridas.

Os lateritos imaturos, quando desmantelados, também passam a constituir parte das coberturas detrito-lateríticas modelando grande parte do relevo atual, formando grandes áreas aplainadas.

Está englobado nessa unidade litoestratigráfica o material argilo-arenoso com fragmentos subangulosos de laterito, que compõe o espesso manto de intemperismo, resultado do retrabalhamento do perfil laterítico, aliado ao processo pedogenético sobre as rochas subjacentes.

– Sedimentos Aluvionares Argilosos

Ocorrem em grande parte da região nordeste da AID. Tratam-se de depósitos subatuais e atuais de sedimentos finos, constituídos predominantemente de silte e argila. Apresentam coloração nos tons de cinza, creme-amarelada e amarela-avermelhada. Esses sedimentos encontram-se recobrindo depósitos da Formação Jaci-Paraná.

- Sedimentos Aluvionares Arenosos

Ocupam porções lineares formando as planícies de inundações do rio Jaci-Paraná tributários e subtributários do rio Madeira situado à sua margem esquerda. Tais sedimentos são constituídos de areia fina à média, mal selecionadas, subangulosas, de coloração creme-amarelada a branca-acinzentada, ocorrendo pequena contribuição de silte na matriz.

- Sedimentos Aluvionares indiscriminados

Sua distribuição está restrita as margens e leito do Madeira, alcançando grande área de deposição, ocorrendo desde a jusante da cachoeira do Jirau até a cachoeira de Santo Antônio tendo papel importante na acresção das ilhas e formação de barras de areia que alteram o curso do rio. Tratam-se de sedimentos arenosos, sílticos e argilosos, de coloração variando de cinza escuro, com tonalidade, levemente amarelada e acinzentada. Estes sedimentos recobrem de maneira mais comum, os corpos graníticos aflorantes no leito e margens do rio.

4. ESTRUTURAS E TECTÔNICA REGIONAL

A área abrangida pelos empreendimentos hidrelétricos do rio Madeira, inserem-se na borda sudoeste do Cráton Amazônico, numa compartimentação tectônica originada no pré-cambriano, mas que passou por processos de rejuvenescimento tectônico durante o Terciário, propiciada pela Orogenia Andina. Reativações subseqüentes fizeram-se sentir, e também como ocorre atualmente, nesta porção do Cráton, com efeitos diretos por sobre as rochas do substrato onde se instalou o rio Madeira.

A compreensão destes processos que estruturaram o arcabouço neotectônico da Amazônia é de fundamental importância para o entendimento dos aspectos evolutivos relacionados à sedimentogênese das coberturas cenozóicas e a dinâmica fluvial dos principais

rios amazônicos. De forma genérica, amparado nas informações obtidas nos trabalhos de campo e naquelas oriundas, mais especificamente, da interpretação de imagens de radar e secundariamente das imagens de satélite e fotografias aéreas, foram estabelecidas as principais feições estruturais da área.

Os dados estruturais adquiridos nas etapas de campo, embora careçam de tratamento e estudo mais detalhados, permitem identificar em caráter preliminar um esboço tectônico delineado a partir do expressivo sistema de falhamentos sobreposto às rochas que servem de substrato ao curso do rio Madeira.

Desta forma, o quadro neotectônico regional do estado de Rondônia é constituído por um sistema de falhas e de grandes lineamentos estruturais que controlam a rede de drenagem atual, os quais estão representados na seguinte forma: no Vale do rio Guaporé, pelo Lineamento Transtensivo Surpresa-Pimenteiras, orientado segundo uma direção NW-SE; na região entre as localidades de Guajará-Mirim e Abunã, pelo Lineamento Compressivo Guajará-Mirim-Abunã (Souza Filho *et al.*, 1997), de direção N-S; desde a localidade de Abunã (RO) até Itacoatiara (AM), pelo Megalineamento Transtensivo Dextral Madre de Dios-Itacoatiara, de direção SW-NE (Igreja & Catique, 1997) e na região nordeste do Estado de Rondônia, pelo Lineamento Calama-Tabajara, de direção NW-SE (Scandolara, 1998) (fig. 41).

A evolução paleogeográfica cenozóica teve o seu começo efetivo a partir dos movimentos neotectônicos que se desenvolveram após o Oligoceno, com a geração de vários tipos de estruturas que afetaram as rochas pré-cambrianas, paleozóicas e mesozóicas que constituem o arcabouço litológico regional, controlando a deposição de sedimentos e influenciando decisivamente no desenvolvimento dos sistemas de relevo e drenagem hoje observados.

O modelo neotectônico admitido para o Pleistoceno ao Holoceno considera a atuação de um vetor compressivo NW/SE (fig. 42), responsável pelo estabelecimento de um binário transcorrente dextral com direção geral E-W, lineamentos transtensivos dextrais NE-SW, falhas normais de direções em torno de NW-SE e falhas inversas NE-SW (scandolara *et al.*, 1999), resultando, nessa última etapa, o abatimento expressivo de várias regiões (baixo Madeira, região do baixo rio Ji-Paraná e todo o vale do rio Guaporé), com marcantes anomalias na morfologia e morfometria das redes de drenagem que constituem os sistemas deposicionais fluviais destes domínios.

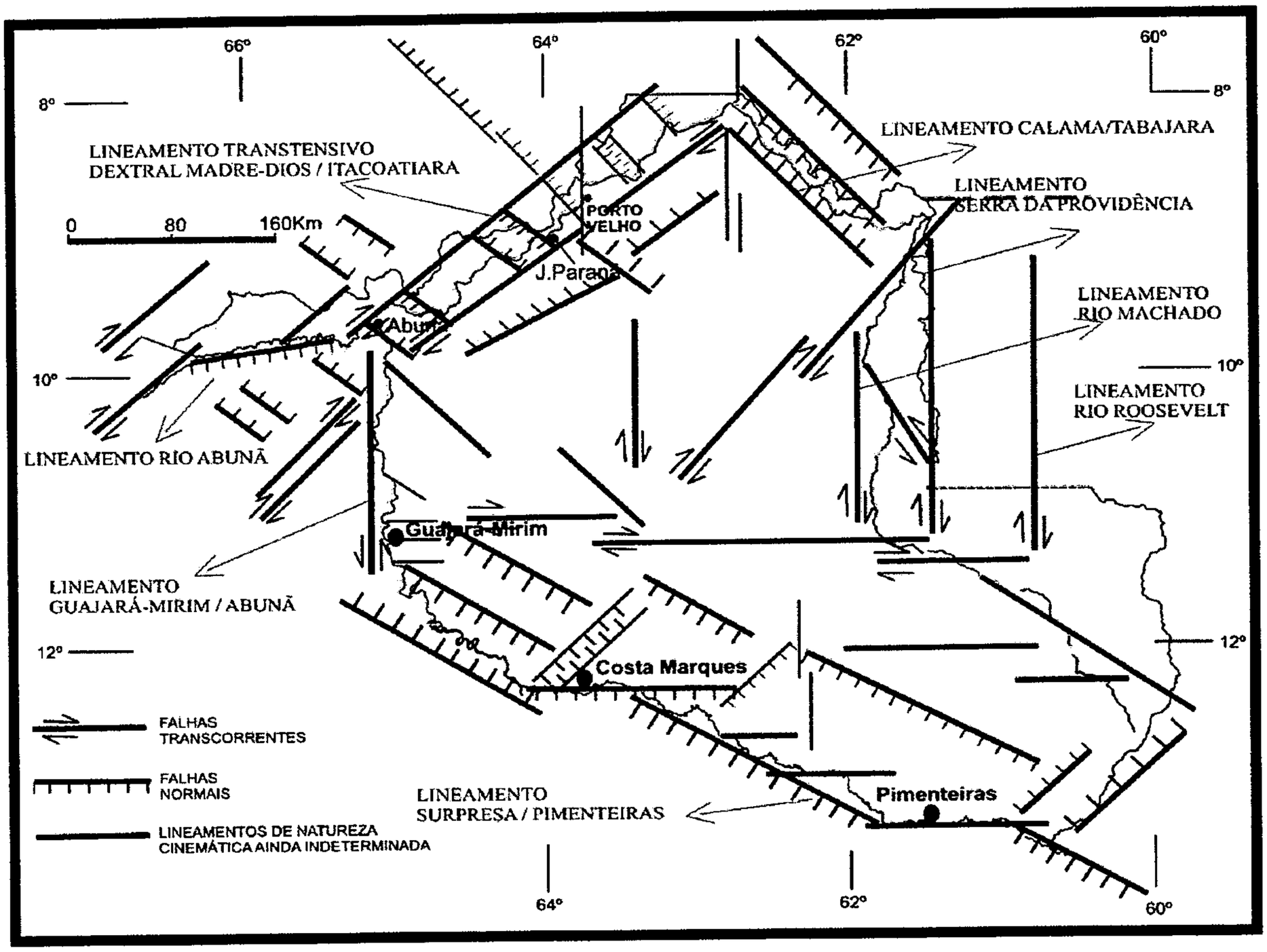


Figura 41 – Quadro geral da neotectônica no estado de Rondônia e adjacências.

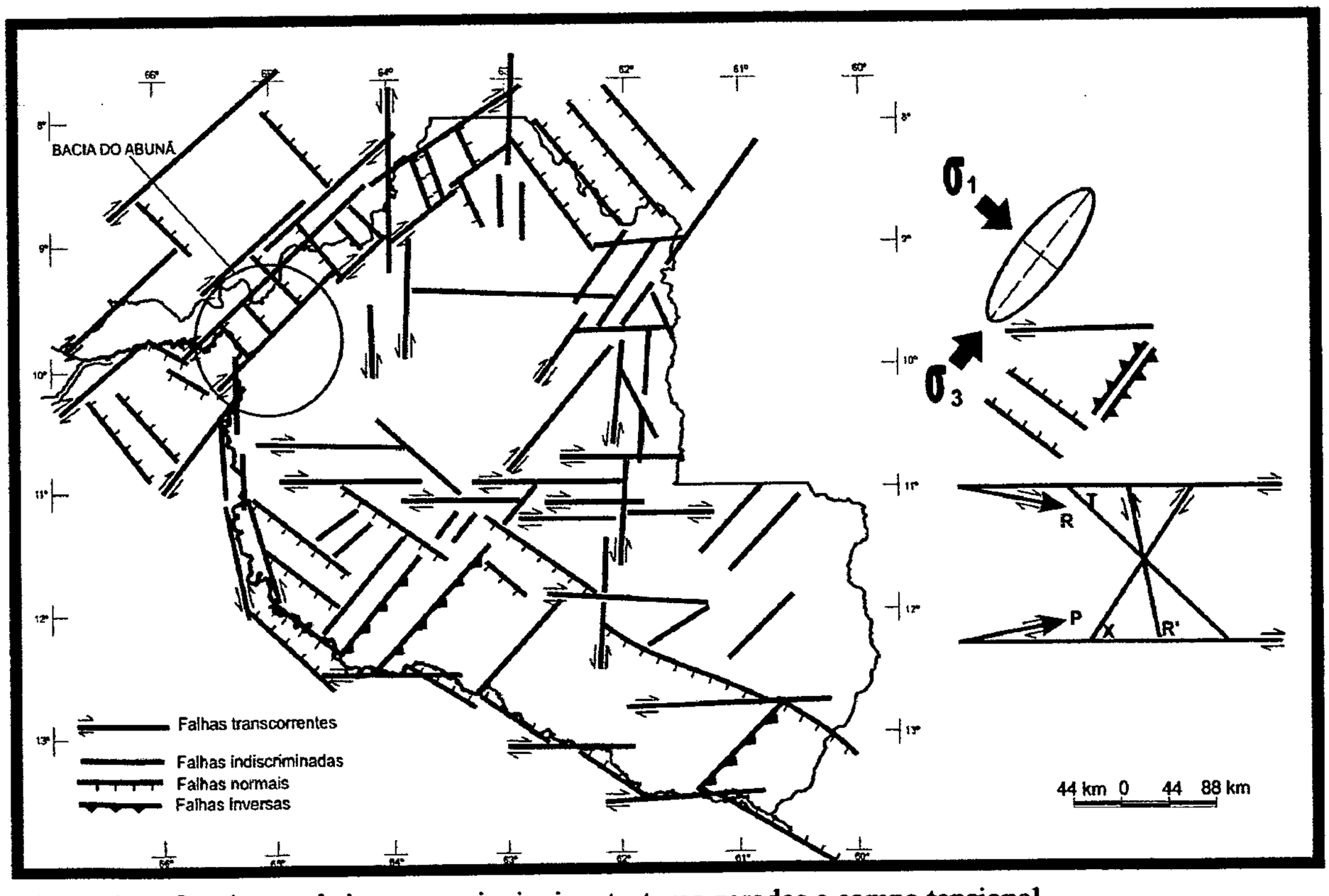


Figura 42 – Quadro tectônico com principais estruturas geradas e campo tensional.

Na área do empreendimento do Santo Antônio, o sistema de falhas e fraturas está associado aos processos de reativação de antigas zonas de fraqueza estrutural. Essa antigas zonas de fraqueza referem-se, principalmente, as estruturas primárias geradas durante a atuação dos eventos tectono-metamórficos superimpostos às rochas do embasamento regional, destacando-se aqueles originados durante a Orogenia Rondoniana-San Ignácio, a qual se instalou praticamente em todo o estado de Rondônia e adjacências. As estruturas definidas na área do empreendimento do Santo Antônio, em ordem cronológica, são representadas por uma foliação metamórfica penetrativa impressa nas rochas metaígneas do Complexo Jamari. Nessa unidade a foliação metamórfica define um plano de fraqueza estrutural de direção aproximada N90E, com inflexões para N80W e N70E, aliadas a alto ângulo de mergulho. Além destes planos de fraqueza estrutural, outros de direção N40-60W e N50E, originados, possivelmente, durante a atuação da orogenia acima referida, possibilitaram a instalação de falhas e fraturas que condicionaram, em parte, o encaixe do rio Madeira, além da geração de desníveis estruturais representados por inúmeras corredeiras ao longo do rio, destacando entre tantas, à do Teotônio, Morrinhos e Santo Antônio.

O padrão do sistema de falhamentos e de fraturamentos associados obedecem, a grosso modo, as direções NW-SE, NE-SW, NNE-SSW e E-W, sendo as mais repetitivas as falhas, N10E, N40E, N60E, N70E, N20W, N30W, N40W e N60W, todas com mergulho tendendo à verticalidade, situação muito semelhante ao que ocorre na área do Jirau- Abunã.

Observa-se que em alguns trechos do rio Madeira, o mesmo segue o seu percurso seguindo as direções das falhas acima referidas, salientando-se que muitas delas são paralelas ao megalineamento Madre de Dios-Itacoatiara, o qual coincide com o lineamento Baixo-Médio Amazonas (Lima, 1988) e que controla grandes trechos do rio Madeira. Esta megaestrutura, que mostra um componente transcorrente dextral significativo, de acordo com Igreja & Catique (1997) estende-se desde a extremidade NE do megalineamento Madre de Dios-Itacoatiara, limitado a sudeste por um bloco subsidente e a NW por um bloco soerguido, o que explica perfeitamente a anomalia assimétrica da rede de drenagem deste segmento do sistema fluvial estudado. Esta assimetria é caracterizada por drenagens curtas escavadas no bloco ascendente a NW, que se estende até o divisor de águas que limita Rondônia com Amazonas e, por drenagens longas e unidirecionais no bloco SE, que abrange a margem direita do rio Madeira, envolvendo as bacias hidrográficas dos rios Cotia, Mutum, Jaci, Branco e Caracol.

Destaca-se, ainda, o caráter meandrante dos afluentes da margem direita do rio Madeira, nas proximidades da calha fluvial, o que indica capturas da drenagem retilínea unidirecional na mesma direção do megalineamento. Lagos represados (lagos marginais) também ocorrem ao

longo deste domínio e sua evolução se encontra relacionada ao abatimento relativo de blocos, aliada aos processos de sedimentação ativa que promovem o barramento das drenagens alimentadoras dos lagos.

É digno de nota o processo migratório do rio Madeira, o qual migrou, no geral, para sudeste. Este processo de migração do canal do rio pode ser observado através das imagens de radar e imagens Landsat e através de observações direta de campo. Como exemplo, é mostrada a cena na (fig. 43), onde está representado o processo erosivo e de sedimentação do rio, onde conclui-se que o rio Madeira migrou e, provavelmente, continua migrando no sentido sudeste.

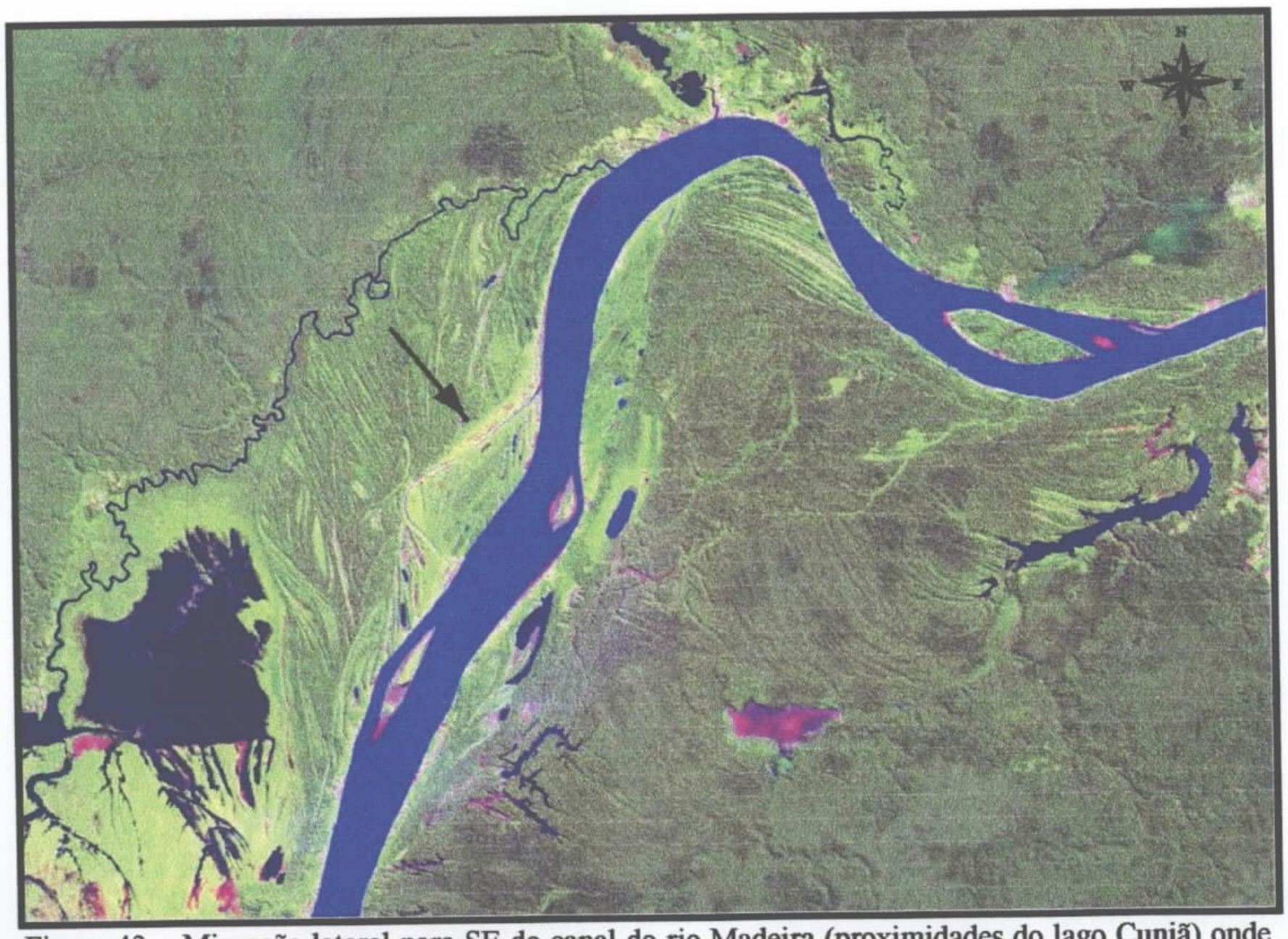


Figura 43 – Migração lateral para SE do canal do rio Madeira (proximidades do lago Cuniã) onde observa-se (na seta) o canal antigo totalmente colmatado por sedimentos.

5. DINÂMICA FLUVIAL E PROCESSOS ASSOCIADOS

O Rio Madeira ao longo do trecho compreendido entre as cachoeiras de Jirau e Santo Antônio drena terrenos de constituição predominantemente sedimentar (Quaternário) e de granitos Proterozóicos.

É importante ressaltar que o referido rio, percorre aproximadamente, cerca de cinqüenta (50) quilômetros, drenando sedimentos quaternários em ambas as margens, o que certamente o diferencia do trecho Jirau-Abunã, onde o Rio Madeira drena, predominantemente, sedimentos

quaternários mais pela margem direita, pois os terrenos da margem esquerda integram um bloco crustal soerguido, o qual é constituído por granitos deformados, parcialmente gnaissificados, e anfibolitos (Complexo Jamari); Quartzito e Metatufos (Formação Mutum-Paraná); Quartzo-Arenitos, Arenitos Arcosianos e Conglomerados da Formação Palmeiral, além de Granitos Isotrópicos (Proterozóico).

Geologicamente, os sedimentos quaternários aflorante nos barrancos do rio Madeira no trecho Jirau-Santo Antônio constituem uma cobertura sedimentar que se sobrepõe às unidades litoestratigráficas mais antigas, particularmente aquelas com as quais está em contato lateral. As unidades citadas correspondem aos granitos das Suítes Intrusivas Serra da Providência, Teotônio, Santo Antônio, Rondônia, todas do Proterozoico.

Os depósitos sedimentares (argilas, argilas-silticas, areias e cascalhos), são via-de-regra, inconsolidados, fáceis de desagregação, salvo exceção, algumas porções de areias ferruginizadas, endurecidas por cimentação de óxidos e hidróxidos de ferro, que apresentam-se intercaladas entre camadas de argilas acinzentadas (base) e sedimentos argilo-siltosos (topo). Estas areias endurecidas e/ou litificadas estão parcialmente preservadas no leito e no barranco do rio conforme podemos observar na seção e perfil Esquemático da Formação rio Madeira, afloramento JG-93 (fig. 38), e na ilustração fotográfica (fig. 37).

Neste perfil esquemático, podemos observar um parcial desmantelamento físico, através de partição das camadas, devido à erosão fluvial das camadas que lhe estão sotopostas e sobrepostas, no que resulta na instabilidade e quebramento das mesmas (ação da gravidade, pressão litostática, pressão hidrostática, etc) com geração de blocos irregulares ao longo das encostas dos barrancos e no leito do rio. No entanto, observa-se uma preservação proeminente destas camadas que ficam expostas no leito do rio e são facilmente observáveis na sua fase de seca, aflorando conforme mostram as figuras anteriormente citadas. Destaca-se no perfil referente ao ponto JG-93 (fig. 38) que a linha tracejada, indica a possível delimitação do barranco que foi erodido no passado.

A erosão dos sedimentos quaternário das margens do rio Madeira é facilitada pela instabilidade com que são expostos os barrancos, devido à ação sazonal do nível da água do rio durante o período de seca e cheia, pois os mesmos são expostos diretamente a ação erosiva do rio e/ou são desmantelados por ação da gravidade, quer no período de seca, quer no período da cheia. Neste processo entram algumas variáveis, tais como:

- Hidratação dos sedimentos devido à alta do nível do rio durante a fase de cheia;
- Partição do barranco devido ao processo de ressecamento e formação de greta de contração (ressecamento dos sedimentos durante a época de estiagem), o que facilita o desmantelamento dos mesmos, quando o nível da água do rio volta a subir, e reidrata-os, trazendo como conseqüência o fenômeno das terras caídas;
- Desmatamento nas margens do rio com a eliminação das matas ciliares, o que facilita a ação direta do agente erosivo;
- Dragagem (quando irregular) visando a explotação de ouro no leito e margens do rio;

Da mesma forma como foi observado no trecho Jirau-Abunã, podemos, a priori, relacionar os seguintes processos de erosão fluvial para o trecho Jirau-Santo Antônio:

I) Erosão natural do rio Madeira, atingindo principalmente os seguintes sedimentos:

I.1- Sedimentos arenosos, argilosos e siltico-argilosos, quaternários, da Formação Jaci-Paraná e Formação Rio Madeira, que constituem os barrancos do rio:

Esta temática já foi abordada no capítulo 5 referente à Dinâmica Fluvial e Processos Associados na área do empreendimento do Jirau. O comportamento destes depósitos sedimentares é muito semelhante ao que ocorre na área do empreendimento do Santo Antônio. É notório o fato de que as areias ferruginizadas apresentam uma maior resistência à erosão, devido as mesmas se apresentarem mais preservadas com relação aos sedimentos argilo-siltosos, inclusive aflorando no leito do rio (fig. 37), estabelecendo com isso um parâmetro relativo de quanto o rio já erodiu a sua própria margem (fig. 38). De outra forma, o processo de erosão por remoção de massa, facilitado pelo escorregamento ou ruptura do talude, é um fato comumente observado nas barrancas do rio.

Outro aspecto observado é que os sedimentos atuais exercem um papel importante na redução da taxa de erosão dos barrancos, visto que os mesmos protegem os sedimentos mais antigos do processo de desmoronamento e da erosão mais acentuada, pois a vegetação se fixa mais facilmente nesses sedimentos. Não fora isto, o desmantelamento dos barrancos seria mais intenso e o assoreamento do rio mais elevado.

A atuação da superimposição das correntezas dos rios Jaci-Paraná e Madeira na região que compreende a foz do rio Jaci-Paraná (fig. 44) ocasionaram a erosão da margem que separava os dois rios, encurtando a chegada das águas do Jaci-Paraná no Madeira (fig. 44 inserida no relatório da área do Jirau) e produzindo um meandro abandonado, que atualmente está sendo

colmatado pela sedimentação do rio Madeira, o qual ainda permanece erodindo a margem do que hoje forma uma ilha.



Figura 44 – Antigo canal do rio Jaci-Paraná, hoje abandonado e assoreado por sedimentos de granulometria variando de areia a argila.

Essa intensa atividade erosiva é observada próxima a foz do rio Jaci-Paraná, pois na época de sua maior vazante, se estabelece um certo desnível da superfície d´água em relação ao rio Madeira. Conseqüentemente ocorre uma maior velocidade de suas águas, gerando correntezas, que acarretam um ataque intensivo aos sedimentos friáveis de suas margens produzindo ininterruptos desmoronamentos (fig. 45).

A atividade erosiva do rio Madeira se encontra mais pronunciada no trecho entre as cachoeiras de Morrinhos e Teotônio, recebendo uma grande colaboração da atividade agropecuária e garimpeira.



Figura 45 – Barranco na margem esquerda do rio Jaci-Paraná, próximo da sua foz, mostrando intenso processo erosivo em sedimentos arenosos friáveis.

A retirada da mata nativa das margens do rio para implantação de área de pastagem deixa o solo a mercê do rápido escoamento das águas pluviais produzindo a solifluxão e o conseqüente desmantelamento dos barrancos. Já a colaboração da atividade garimpeira para o processo de erosão é devido aos trabalhos de dragagem dos sedimentos que se encontram submersos, os quais constituem, muitas vezes, a base do pacote sedimentar que sustenta os barrancos do rio. Ao retirar-se esses sedimentos os barrancos perdem o seu *alicerce* e acabam desmoronando para recompor o material removido de sua base.

Um exemplo marcante foi observado no ponto JM-145, onde o barranco foi intensamente erodido ao longo dos últimos anos. Segundo informações locais, o barranco já recuou cerca de 50 metros num período de 16 anos. No afloramento JM-139 (fig. 46) o processo erosivo foi, também, muito acentuado.



Figura 46 – Erosão dos barrancos associados a ação antrópica. 1 – desmoronamento do barranco, 2 – material coluvionar oriundo do desmoronamento da margem ; 3 – barra de canal associada a rejeito de dragagem (ponto JM-139).

-Deposição dos sedimentos arenosos e argilo-siltosos no rio Madeira.

A formação de depósitos em forma de barras no trecho entre a cachoeira do Jirau e Santo Antônio é uma amostra do potencial do rio para o transporte e deposição de sedimentos.

No curso do rio entre as cachoeiras do Caldeirão e Morrinhos, destaca-se o acréscimo de sedimentos que está contribuindo para o aumento da área das ilhas Santana e Liverpool. Este processo deposicional está acarretando o assoreamento dos canais secundários do rio Madeira no entorno destas ilhas o que, possivelmente, mantendo-se a dinâmica atual do Madeira, fará com que essas áreas deixem de serem ilhas, tornando-as margens do rio.

Na região entre as cachoeira de Teotônio e dos Macacos é destacável a formação de uma grande barra de sedimento arenoso sem vegetação que ocupa área equivalente a ilha dos Macacos que se situa próxima à margem esquerda do Madeira (fig.47). Esses sedimentos estão suportados pelo substrato rochoso granítico que aflora na margem direita do rio (JG-133). Nota-se, portanto, que os canais formados entre as ilhas e as margens estão sofrendo um lento e gradual soterramento.

Essas alterações morfológicas pelas quais o rio Madeira está passando, prova que o momento atual da dinâmica dele é o predomínio da deposição por sobre a erosão.

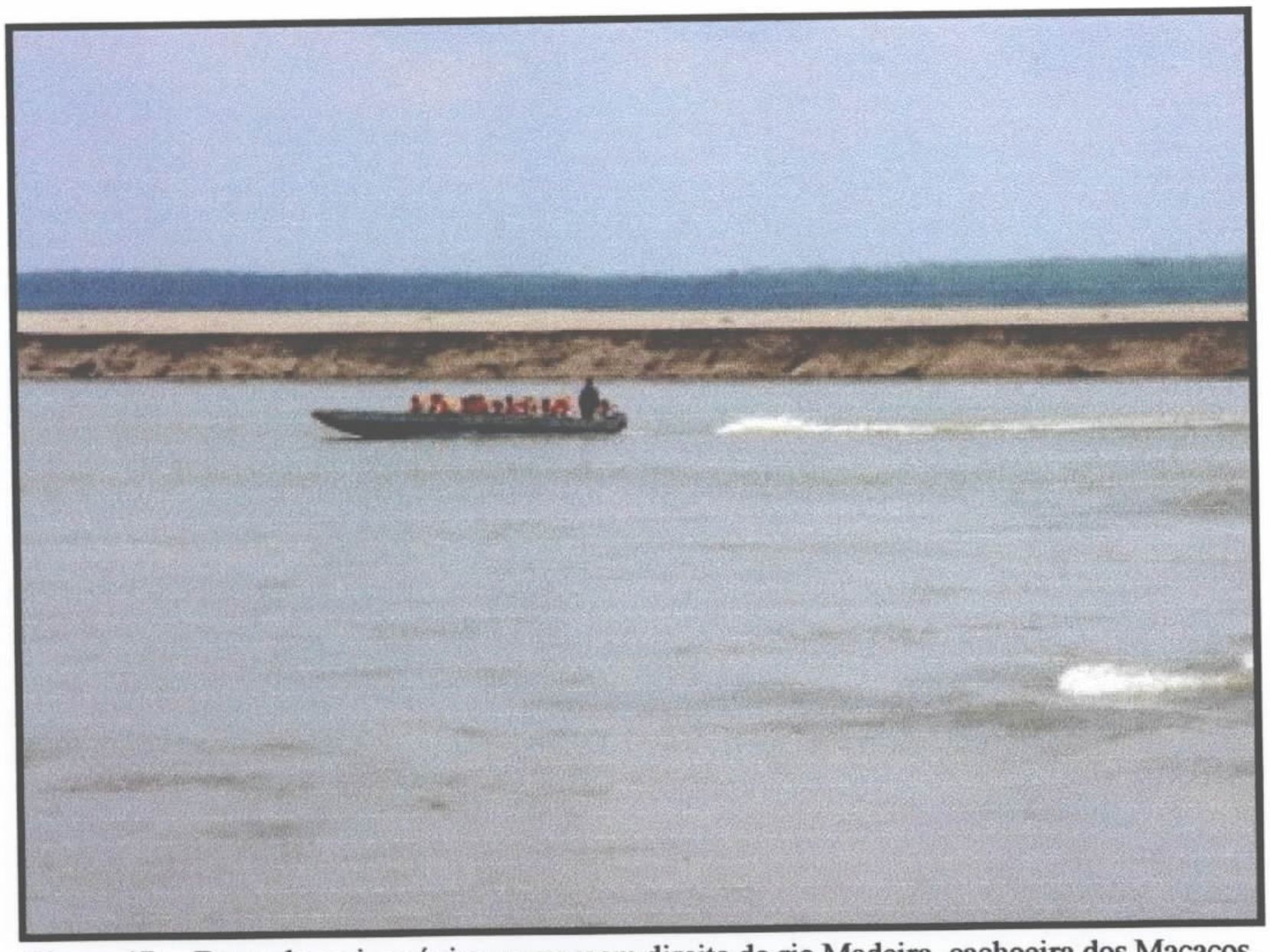


Figura 47 – Barra de areia próxima a margem direita do rio Madeira, cachoeira dos Macacos, com cerca de 2 metros acima do nível da água, durante o período de vazante máxima do rio.

I.2- Sedimentos finos (argila e silte) associados com matéria orgânica, de deposição atual nos barrancos do rio e nas barras de canais que margeiam os barrancos:

Os depósitos siltico-argilosos de laminação plano-paralela que se depositam nas margens do rio são dominantemente inconsolidados e bastante instáveis. São depósitos recentes sedimentados durante o período de vazante do rio Madeira e que estão sujeitos ao escorregamento constante em função da desestabilização no seu nível de base provocado pelo próprio peso da carga sedimentar (fig. 48). Quando do início da subida das águas, durante o período de chuvas, esses sedimentos são quase que totalmente erodidos ou escorregam de volta ao leito do rio e, posteriormente, carreados pelas águas do próprio rio. Além destes, existem aqueles depósitos atuais de barra em pontal sujeitos, os quais estão em constante retrabalhamento e desmantelamento pela atividade do rio.



Figura 48 – Sedimentos finos (argila+silte+areia fina) em processo de desmoronamento provocado pela instabilidade da base do próprio talude do depósito.

I.3 - Sedimentos arenosos e siltico-argilosos, depositados em Barra de Canal e em Barra de Pontal:

Constituem-se de depósitos relativamente espessos situados no leito do rio, formando ilhas ou margeando o canal do rio. São representados por sedimentos do tipo silte e areia fina predominantemente, com raras lentes de argila intercaladas. Exibem estratificação cruzada acanalada e plano-paralela e sujeitos ao processo de solifluxão (escorregamento) por serem depósitos bastante instáveis, além da remoção por ação geológica dos ventos (fig. 47).

I.4) - Erosão causada pelo rio, mas acelerada pela ação antrópica (desmatamento nas margens e destruição das matas ciliares).

O processo de retirada da mata nativa, principalmente a mata ciliar, favorece a erosão e aporte de sedimentos ao rio. As áreas antropizadas, às margens do rio Madeira, são mais susceptíveis ao processo erosivo, principalmente aquelas áreas que implantaram a atividade pecuária. Geralmente, o barranco está em processo de recuo provocado pela ação das águas e pelo próprio pisoteio do gado, em sedimento e/ou solo descoberto de vegetação. Os sedimentos são dominantemente argilo-arenosos, por vezes siltosos, sobre os quais desenvolvem-se ravinamentos que dão o início ao processo erosivo (fig. 49).

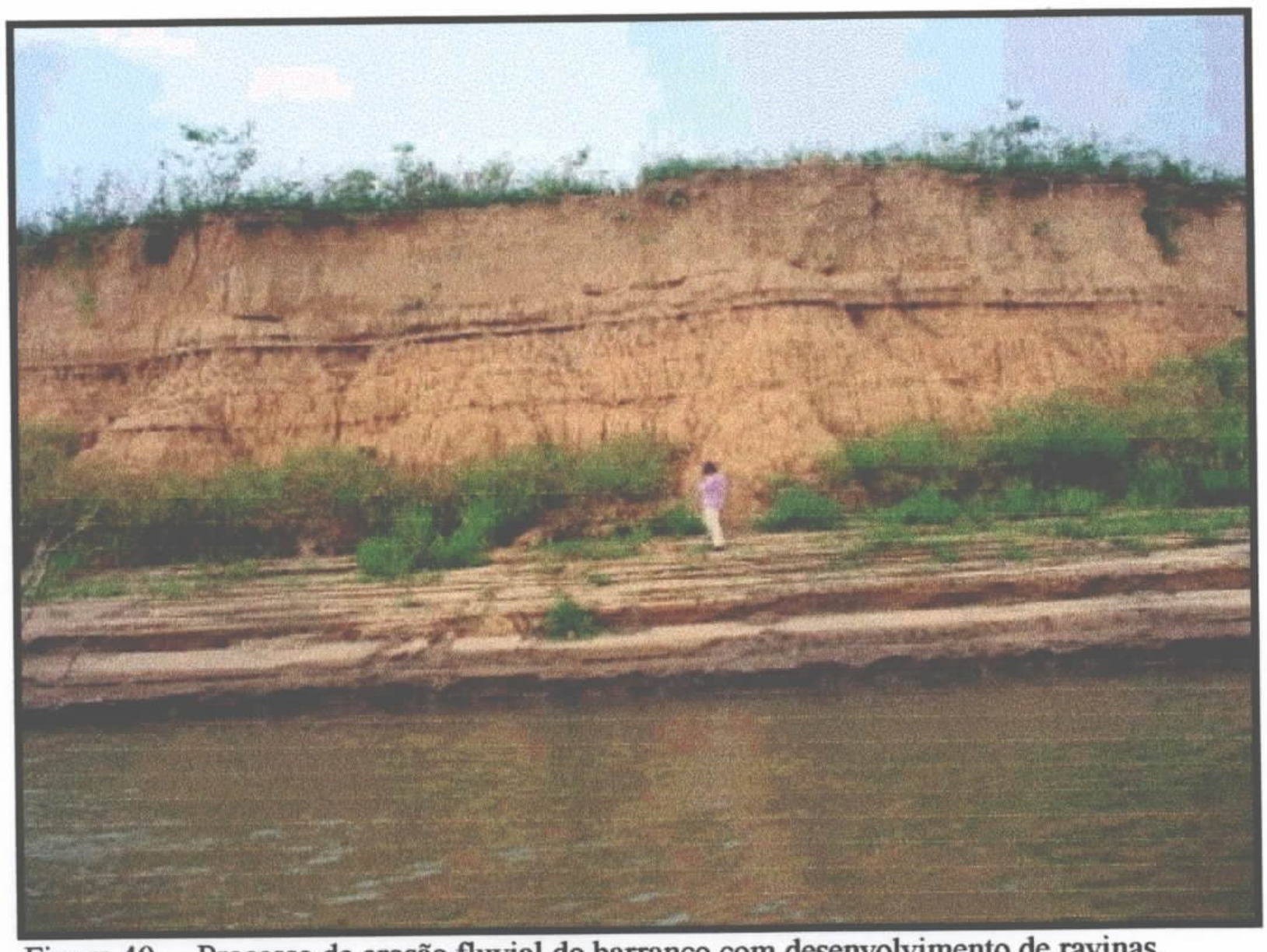


Figura 49 – Processo de erosão fluvial do barranco com desenvolvimento de ravinas.

6. RECURSOS MINERAIS

Os recursos minerais que estão inseridos na área do empreendimento do Santo Antônio estão apresentados no mapa de recursos minerais (anexo 18), mapa de atividade garimpeira (anexo 16). A potencialidade mineral na área investigada é definida pela ocorrência de 42 depósitos e/ou ocorrências minerais, representados essencialmente por depósitos de ouro, cassiterita, granito para uso na construção civil, cascalho laterítico, argila e água mineral.

Os depósitos auríferos concentram-se nos aluviões do rio Madeira, hospedados, preferencialmente, nos níveis conglomeráticos (mucururu). Esses níveis são compostos por areia grossa conglomerática, constituída por grânulos e seixos de quartzo e fragmentos de rocha, cimentados por cimento siderítico, com matriz constituída por quartzo, feldspatos, magnetita, ilmenita, turmalina e ouro. O processo de ferrificação, que deu coesão aos sedimentos de fundo de canal, possibilitou a formação de níveis lateríticos constituídos pelos minerais de limonita, goethita e hematita.

Os cristais de ouro são dominantemente lamelares, algumas vezes encurvados, apresentando dimensão média de 0,24x0,21x0,02mm. A faixa granulométrica das partículas de ouro nos principais depósitos está situada entre 150 e 200 mesh, porém, parte considerável do ouro fica abaixo de 200 mesh. Os garimpeiros, com freqüência, referem-se a "poeira de ouro" em função dessa baixa granulometria do mesmo, o qual flutua na água e é até mesmo

imperceptível à vista desarmada.

Os depósitos aluvionares (*placers*) do rio Madeira com ouro associado podem ser caracterizados como de fácies de canal (barras de canal, de pontal e leito ativo), além dos terraços marginais, paleocanais e paleomeandros. Outras zonas preferenciais para retenção do metal incluem as partes meandrantes dos rios, quando ocorre o recobrimento de sedimentos aluvionares por depósitos de ambiente lacrustino terminal, capacitados para retenção de ouro de granulometria fina, durante retrabalhamento das calhas antigas e atuais dos cursos d'água (Adamy & Romanini, 1990).

A Reserva Garimpeira do Rio Madeira, criada pelas Portarias Ministeriais 1.345/79 e 1.034/80, estende-se ao longo do trecho do rio e delimitada pela cachoeira do Teotônio à jusante até a localidade de Bom Futuro à montante, abrangendo uma área aproximada de 450 km^2. Entretanto, a atividade garimpeira atual estende-se além dos limites da reserva, à montante do Jirau até a confluência do rio Abunã com o Madeira e à jusante de Porto Velho, na localidade do Belmont..

Essa atividade é realizada quase que exclusivamente por dragas (único equipamento que permanece atuando na época de cheia, quando a lâmina de água do rio chega atingir até 18 m de espessura) e balsas denominadas de "scarifussas", poucas com auxílio de mergulhadores, além de raros garimpos manuais de equipamento rudimentar.

As dragas constituem-se de uma estrutura metálica medindo, em média, 14m x 8 m, com "para-quedas", caixas de concentração *sluice* de 7m x 10m, motores de 140 a 360 Hp, com bombas e lança de sucção e quebramento com diâmetro de 8" a 14" acompanhadas de guincho mecânico. Enquanto que as balsas "scarifussas" são menores, com estrutura de sustentação apoiada em cilindros metálicos e sobrepostos com uma plataforma de madeira medindo 6 ou 7m x 5m, com motores de menor potência, geralmente, variando de 30 a 150 Hp, bombas e mangueiras de sucção com 6 a 8 polegadas de diâmetro.

O processo de extração do ouro envolve caixas de concentração (*sluice*) inclinadas, com tariscas (*riffles*) ou ressaltos espaçados de 40 a 50cm e 15cm de altura, sendo esse método denominado popularmente como "cobra fumando". Constatou-se durante as visitas realizadas nas dragas e balsas, que durante a recuperação do ouro, por este ser extremamente fino, aliado a forte pressão e velocidade da água que ao passar pelos pára-quedas e caixas de concentração (processo equitombante), grande parte deste metal não é retido, retornando ao leito ativo do rio, juntamente com o material estéril.

Quanto ao processo de apuração do ouro, este é feito a partir da lavagem em baldes do pré-concentrado acumulado nos sacos de estopa ou carpetes que revestem a caixa concentradora,

onde ao produto é adicionado sabão em pó e mercúrio, o qual é posteriormente bateado, resultando numa amálgama de mercúrio e ouro, além de minerais pesados (esmeril). O processo se completa com a queima do mercúrio em maçarico onde o ouro então é separado. Dados de produção de ouro conseguidos por meio de entrevista direta com os garimpeiros, no período de setembro a outubro de 2004, indicam uma produção média diária de 47 gramas por draga e de 15 gramas das balsas "scarifussas".

Nas tabelas 1 e 2, encontram-se registrados os dados da atividade garimpeira em anos anteriores e em 2004, que envolve o tipo de equipamento e a média anual do número de pessoas envolvidas com a atividade garimpeira, salientando que existem alguns períodos sem registro.

Ano	1979	1981	1982	1983	1984	1985	1986	2004(*)
Manual	-	-	-	-	-	-	-	2
Balsa	16	-	-	1000	1000	800	800	125
Draga	-	15	-	-	100	300	300	85
População	1.500	8.000	5.000	-	9.000	-	5.000	870

Tabela 1- Dados relativos a quantidade de equipamento e população garimpeira envolvida na extração de ouro no rio Madeira. (*) meses de setembro e outubro de 2004.

Ano	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	2004
Registrada	177	238	817	1351	3454	1931	1481	466	-
Estimada	1500	1200	2400	4500	8000	4000	5000	5000	1875

Tabela 2 - Produção anual de ouro do rio Madeira (valores em kg)

No levantamento realizado no trecho do rio Madeira que vai do garimpo das Araras até Santo Antônio, cadastrou-se 870 pessoas envolvidas na atividade garimpeira e um total de 224 equipamentos entre dragas, balsas e manual. Essa atividade produz atualmente e extra-oficialmente 5.912 gramas de ouro/dia, sendo que deste montante, as dragas são responsáveis por 4.310 gramas/dia, as balsas "scarifussas" por 1.526 gramas/dia, as balsas de mergulho por 24 gramas/dia, maquinário rudimentar por 41 gramas/dia, exploração manual rudimentar por 11 gramas/dia. A produção de ouro no trecho citado decresce durante o período chuvoso, devido ao aumento da lâmina d'água e das corredeiras, onde nessas condições, somente as dragas conseguem extrair o ouro.

A atividade garimpeira é bastante itinerante, fato que prejudica o cadastramento, pois de um dia para outro, as balsas e dragas podem se deslocar para outras áreas, como tem acontecido com algumas dragas que se deslocaram da cachoeira do Santo Antônio para o Belmonte.

Além do ouro do rio Madeira, outras atividades de exploração dos recursos minerais estão em andamento na área do entorno do empreendimento de Santo Antônio, como por exemplo, brita utilizada na construção civil (RONDOMAR, REMA), água mineral, argila para emprego na fabricação de tijolos, etc.

6.1. Direitos Minerários

Conforme a legislação que regulamenta o setor mineral, os recursos minerais constituem patrimônio da União Federal (Constituição Federal, art. 20, inciso IX) e sua exploração por terceiros depende de autorização ou concessão estatal (art. 176. § 1°).

Sendo assim, o subsolo e os bens minerais nele contidos são da União, e não do proprietário do solo (superficiário). Qualquer cidadão ou empresa brasileira pode requerer uma concessão do poder público para pesquisar e posteriormente, extrair bens minerais, desde que atendidos os requisitos normativos. O controle do sistema é realizado pelo Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM, do Ministério das Minas e Energia - MME.

O direito mineral de uma determinada área para pesquisa ou lavra de recursos minerais compreende:

I - os direitos sobre as massas individualizadas de substâncias minerais ou fósseis, encontradas na superfície ou no interior da terra, formando os recursos minerais do País;

II - o regime de seu aproveitamento; e,

III - a fiscalização pelo Governo Federal, da pesquisa, da lavra e de outros aspectos da indústria mineral.

O direito de exploração de recursos minerais, dependendo do tipo de substância mineral, pode ser obtido pelos regimes de concessão de lavra, licenciamento ou autorização de lavra garimpeira. Determinados recursos minerais são regidos por leis especiais.

Por conseguinte, os direitos minerários das áreas inseridas nos limites do empreendimento do Santo Antônio estão divididos da seguinte forma: autorização de pesquisa, requerimento de lavra e concessão de lavra, com dados atualizados até outubro de 2004. Na tabela 3 que segue anexa e no Mapa dos Direitos Minerários da Influencia Indireta do Santo Antônio, escala 1:250.000 (anexo 17), assim como, no Mapa de Direito Minerário da Área de Influência Direta do Santo Antônio, escala 1:100.000 (anexo 25), encontram-se os dados atualizados até outubro de 2004, conseguidos junto ao Departamento Mineral de Produção Mineral.

ANO	PROCESSO	FASE	NOME	SUBSTÂNCIA	SITUAÇÃO ATUAL
1983	881178	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	CIA. DE MINERAÇÃO DE RONDÔNIA CMR	OURO	10/03/2003 PENDENTE, AUT. PESQ/DOCUMENTO DIVERSO PROTOCOLIZADO EM 15/ 1/2003.
1999	886069	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	JOSÉ DA LUZ MORAIS DA NOBREGA	SEIXOS	22/05/2002 AUT. PESQ/PAGAMENTO DA TAXA ANUAL PAGA PROT. EM 30/ 1/2003.
1999	886074	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	JOSÉ DA LUZ MORAIS DA NOBREGA	GRANITO	22/05/2002 AUT. PESQ/RELATÓRIO FINAL PESQ. APRESENTADA EM 23/ 7/2003.
2001	886012	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	EMANUEL EDPOLO CARVALHO MARQUES	OURO	24/05/2002 SUPERVISOR, AUT. PESQ/DESPACHO RETIFICAÇÃO ALVARÁ PUB EM 12/ 2/2004.
2001	886069	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	NILO CORBARI	OURO	22/05/2002 AUT. PESQ/AUTO DE INFRAÇÃO MULTA-TAH EM 23/ 4/2003.
2001	886255	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	RONDOMAR - CONSTRUTORA DE OBRAS LTDA	TITÂNIO	24/05/2002 SUPERVISOR, AUT. PESQ/AUTO DE INFRAÇÃO MULTA-TAH EM 2/10/2002.
2002	886025	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	OSSIMIDIO DE SOUZA MARTINS	GRANITO	24/05/2002 PENDENTE, AUT. PESQ/PAGAMENTO DA TAXA ANUAL PAGA PROT. EM 29/ 1/2004.
2002	886026	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	OSSIMIDIO DE SOUZA MARTINS	GRANITO	24/05/2002 PENDENTE, AUT. PESQ/PAGAMENTO DA TAXA ANUAL PAGA PROT. EM 29/ 1/2004.
2002	886027	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	OSSIMIDIO DE SOUZA MARTINS	GRANITO	24/05/2002 PENDENTE, AUT. PESQ/PAGAMENTO DA TAXA ANUAL PAGA PROT. EM 31/ 7/2003.
2002	886101	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	LEVY ANTONIO DE OLIVEIRA	OURO	08/08/2002 AUT. PESQ/PAGAMENTO DA TAXA ANUAL PAGA PROT. EM 29/ 1/2004.
2002	886102	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	LEVY ANTONIO DE OLIVEIRA	AREIA	08/08/2002 AUT. PESQ/PAGAMENTO DA TAXA ANUAL PAGA PROT. EM 29/ 1/2004.
2002	886103	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	LEVY ANTONIO DE OLIVEIRA	OURO	08/08/2002 AUT. PESQ/PAGAMENTO DA TAXA ANUAL PAGA PROT. EM 29/ 1/2004.
2003	886035	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	VENICIUS LEONIDAS BIESDORF	OURO	27/03/2003 PENDENTE, AUT. PESQ/PAGAMENTO DA TAXA ANUAL PAGA PROT. EM 29/ 1/2004.
2003	886036	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	VENICIUS LEONIDAS BIESDORF	OURO	31/03/2003 AUT. PESQ/PAGAMENTO DA TAXA ANUAL PAGA PROT. EM 29/ 1/2004.
2003	886049	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	POLIANO DE LIMA MARQUES	OURO	16/04/2003 AUT. PESQ/ALVARÁ DE PESQUISA ESPECIAL PUB EM 12/ 2/2004
1999	886063	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, REQUERIMENTO DE LAVRA	RONDOMAR - CONSTRUTORA DE OBRAS LTDA	GRANITO, LATERITA	24/05/2002 SUPERVISOR, REQ. LAV/DOCUMENTO DIVERSO PROTOCOLIZADO EM 16/ 2/2004.
1973	813034	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, CONCESSÃO DE LAVRA	EMPRESA DE ÁGUAS KAIARY LTDA,	ÁGUA MINERAL	23/05/2002 SUPERVISOR, CONC. LAV/REL REAVAL RESERVA APROVADA PUBL. EM 24/11/2003.
1988	880398	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, CONCESSÃO DE LAVRA	EMPRESA RONDONIENSE DE REFRIGERANTES LTDA	ÁGUA MINERAL	24/05/2002 CONC. LAV/EXIGÊNCIA PUBLICADA EM 5/ 8/2003.
2002	886057	REGISTRO DE LICENÇA, LICENCIAMENTO	MMM MINAS MINERAÇÃO MADEIRAS E ENGENHARIA LTDA	ARGILA, GRANITO, LATERITA	24/05/2002 LICEN/REQUERIMENTO LICENCIAMENTO PROTOCOLADO EM 23/ 4/2002.
2002	886105	REGISTRO DE LICENÇA, LICENCIAMENTO	RONDOMAR - CONSTRUTORA DE OBRAS LTDA	GRANITO	08/08/2002 LICEN/DOCUMENTO DIVERSO PROTOCOLIZADO EM 17/ 7/2002.
1992	880123	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	LICIARDE GEIGER C DE ARAÚJO	OURO	23/05/2002 AUT. PESQ/NOTIFICA PAGAMENTO TAXA ANUAL P EM 11/ 3/2002.
1999	886127	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	JOSÉ CLAODIOCIR CESCA - ME - CERÂMICA J. K	ARGILA	23/05/2002 AUT. PESQ/PAGAMENTO DA TAXA ANUAL PAGA PROT. EM 19/ 1/2004.
2001	886068	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	NILO CORBARI,	CASCALHO	22/05/2002 AUT. PESQ/AUTO DE INFRAÇÃO MULTA-TAH EM 23/ 4/2003.
2001	886239	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	GERSON NAVA		22/05/2002 AUT. PESQ/PAGAMENTO DA TAXA ANUAL PAGA PROT. EM 28/ 7/2003.
2001	886240	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	GERSON NAVA	ÁGUA MINERAL	22/05/2002 AUT. PESQ/PAGAMENTO DA TAXA ANUAL PAGA PROT. EM 28/ 7/2003.
2002	886096	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	CERÂMICA NOSSA SENHORA D'ABADIA LTDA	ARGILA	26/06/2002 SUPERVISOR, AUT. PESQ/CUMPRIMENTO EXIGÊNCIA PROT. EM 23/ 3/2004.
2002	886097	AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA, AUTORIZAÇÃO DE PESQUISA	CERÂMICA SANTA CATARINA LTDA	ARGILA	26/06/2002 SUPERVISOR, AUT. PESQ/PAGAMENTO DA TAXA ANUAL PAGA PROT. EM 9/ 1/2004.

Tabela 3 – Autorização de pesquisa, requerimento de lavra e concessão de lavra, da área do entorno do empreendimento do Santo Antônio. Dados atualizados até outubro de 2004.

Figura 49 - Tabela de pontos de afloramentos descritos e georreferenciados da área Santo Antônio.

SIGLA	UTM E	UTM N	LITOLOGIA
JM-91	347647	8977137	AREIA E ARGILA
JM-92	347113	8978555	ARGILA
JM-93	347208	8979258	ARGILA
JM-94	347730	8980758	AREIA E ARGILA
JM-95	347218	8981791	AREIA
JM-96	346066	8981626	AREIA E ARGILA
JM-97	343201	8982050	ARENITO FERRUGINIZADO
JM-98	341995	8982619	AREIA FERRUGINIZADA
JM-99	340654	8983277	SEDIMENTO ARENO-SILTOSO
JM-100	335376	8986582	ARGILA
JM-101	324583	8983759	ARGILA
JM-102	323342	8982384	MONZOGRANITO
JM-103	322087	8980291	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JM-104	321089	8977381	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JM-105	319055	8976359	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JM-106	317654	8974807	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JM-107	313905	8971930	ARGILA SILTOSA
JM-108	312093	8969609	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JM-109	311594	8968551	ARGILA
JM-110	310219	8968770	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JM-111	313452	8972944	ARGILA
JM-112	316141	8974050	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JM-113	317716	8976155	SIENOGRANITO
JM-114	320532	8977957	ARGILA SILTOSA
JM-115	322558	8981964	SIENOGRANITO
JM-116	383082	9020314	MONZOGRANITO
JM-117	382701	9019830	METATUFO
JM-118	382450	9019425	SIENOGRANITO
JM-119	381055	9017154	SIENOGRANITO
JM-120	380249	9015574	LATERITA NODULAR
JM-121	380549	9013905	SIENOGRANITO
JM-122	382399	9012570	SIENOGRANITO
JM-123	382357	9009892	SIENOGRANITO
JM-124	382280	9009252	SIENOGRANITO
JM-125	381390	9007471	SIENOGRANITO
JM-126	377514	9006838	MONZOGRANITO
JM-127	376303	9006038	SIENOGRANITO
JM-128	375723	9005730	SIENOGRANITO
JM-129	374402	9005138	GABRO
JM-130	372761	9004895	SILTE
JM-131	372483	9004835	SIENOGRANITO
JM-132	371723	9004146	MONZOGRANITO
JM-133	370256	9002210	MONZOGRANITO
JM-134	369682	9003650	AREIA SILTOSA
JM-135	370716	9004413	LATERITA
JM-136	371497	9004712	SIENOGRANITO

JM-137	373379	9005705	MONZOGRANITO
JM-138	374425	9005752	SIENOGRANITO
JM-139	375193	9006181	ARGILA SILTOSA
JM-140	377724	9007871	ARGILA SILTOSA
JM-141	378571	9007618	SIENOGRANITO
JM-142	380902	9008839	GRANITO PORFIRITICO SAPROLITIZADO
JM-143	381805	9011039	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JM-144	381592	9012264	GRANITO PORFIRITICO SAPROLITIZADO
JM-145	379626	9013108	ARGILA
JM-146	378879	9013860	SIENOGRANITO
JM-147	378773	9014867	SIENOGRANITO
JM-148	380144	9017273	SIENOGRANITO
JM-149	380964	9018762	SIENOGRANITO
JM-150	382835	9021216	SIENOGRANITO
JM-151	356398	9011241	ARGILA ARENOSA
JM-152	354553	9009441	ARGILA ARENOSA
JM-153	358026	9010707	ARGILA
JM-154	358789	9011506	SILTE
JM-155	359825	9012570	ARGILA
JM-156	361051	9013387	ARGILA
JM-157	363043	9011401	AREIA SILTOSA
JM-158	365473	9008987	AREIA ARGILOSA
JM-159	367182	9007257	ARGILA
JM-160	366207	9010508	LATERITA DETRITICA
JM-161	368788	9011298	AREIA ARGILOSA
JM-162	371594	9008456	AREIA ARGILOSA
JM-163	369527	9014504	ARGILA ARENOSA
JM-164	369659	9017181	ARGILA ARENOSA LATERITIZADA
JM-165	370303	9019664	ARGILA
JM-166	371116	9021061	LATERITA DETRITICA
JM-167	373117	9021590	LATERITA DETRITICA
JM-168	373743	9019057	LATERITA DETRITICA
JM-169	373773	9022944	AREIA
JM-170	375856	9024269	ARENITO
JM-171	376834	9025275	AREIA
JM-172	377854	9026363	SILTE
JM-173	379679	9028381	AREIA
JM-174	381468	9030366	AREIA
JM-175	381736	9029511	AREIA
JM-176	382015	9028842	LATERITA DETRITICA
JM-177	382707	9027653	AREIA SILTOSA
JM-178	383573	9027285	SILTE ARENOSO
JM-179	383026	9025516	AREIA
JM-180	383182	9024395	AREIA ARGILOSA
JM-181	383003	9023332	LATERITA DETRITICA
JM-182	383329	9031376	AREIA
JM-183	384998	9031680	AREIA LATERITIZADA
JM-184	385918	9031531	ARGILA ARENOSA
JM-185	387356	9031563	LATERITA DETRITICA
JM-186	388412	9031495	ARGILA SILTOSA

JM-187	390654	9031455	AREIA
JM-188	391766	9031576	AREIA
JM-189	390272	9030362	AREIA
JM-190	388584	9029001	SILTE ARGILOSO
JM-191	387453	9026344	LATERITA DETRITICA
JM-192	386219	9025472	ARGILA
JM-193	394145	9032189	AREIA
JM-194	393736	9034496	LATERITA DETRITICA
JM-195	395471	9033481	ARGILA
JM-196	377711	8993222	SIENOGRANITO
JM-197	379303	8992431	AREIA
JM-198	381002	8993142	LATERITA DETRITICA
JM-199	382865	8996251	LATERITA DETRITICA
JM-200	387819	8998377	AREIA
JM-201	387523	8999036	AREIA
JM-202	389391	8999689	GRANITO SAPROLITIZADO
JM-203	389210	9001031	LATERITA DETRITICA
JM-204	388818	9002337	ARGILA
JM-205	391739	9001697	ARGILA SILTOSA
JM-206	394878	9001038	AREIA
JM-207	389454	9004978	AREIA
JM-208	390857	9008641	LATERITA DETRITICA
JM-209	391510	9009807	GRANITO SAPROLITIZADO
JM-210	389810	9010020	ARGILA ARENOSA
JM-211	388470	9011230	LATERITA DETRITICA
JM-212	388782	9013556	ARGILA
JM-213	389129	9014085	LATERITA DETRITICA
JM-214	387573	9016290	ARGILA
JM-215	386364	9017291	ARGILA
JM-216	384873	9017873	ARGILA ARENOSA
JM-217	383512	9017068	ARGILA ARENOSA
JM-218	382750	9015331	LATERITA DETRITICA
JM-219	396005	9019554	ARGILA ARENOSA
JM-220	308059	8953800	AREIA
JM-221	314440	8959878	AREIA
JM-222	315599	8962457	AREIA
JM-223	378225	8985712	SIENOGRANITO
JM-224	378503	8986532	SIENOGRANITO
JM-225	378372	8987419	SIENOGRANITO
JM-226	377925	8988863	LATERITA DETRITICA
JM-227	378073	8990386	SIENOGRANITO
JM-228	395382	9018043	LATERITA DETRITICA
JM-229	396965	9023521	LATERITA DETRITICA
JG-91	323818	8985637	ARGILA / AREIA INCONSOLIDADA
JG-92	327326	8987197	QUARTZO-MONZONITO
JG-93	332710	8989316	SEDIMENTO ARENOSO
JG-94	333651	8988752	SEDIMENTO ARENOSO
JG-95	335599	8987573	SEDIMENTO ARENOSO
JG-96	341732	8984333	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-97	343514	8984066	SEDIMENTO ARENOSO

JG-98	343973	8984039	SEDIMENTO ARENOSO
JG-99	347077	8984091	SIENOGRANITO
JG-100	347092	8984669	SEDIMENTO ARENOSO
JG-101	348855	8986700	SIENOGRANITO
JG-102	349544	8988166	SEDIMENTO SILTICO
JG-103	350588	8989895	SEDIMENTO ARENOSO
JG-104	347012	8982432	SIENOGRANITO
JG-105	354354	8993432	AREIA FERRUGINIZADA
JG-106	355697	8996983	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-107	357525	9000012	MONZOGRANITO
JG-108	359253	9002194	MONZOGRANITO
JG-109	363316	9003896	MONZOGRANITO
JG-110	364076	9003726	ARGILA-SILTE
JG-111	365529	9003075	MONZOGRANITO
JG-112	366255	9002563	MONZOGRANITO
JG-113	367818	9002428	SIENOGRANITO
JG-114	368571	9001133	SIENOGRANITO
JG-115	346205	8974719	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-116	345480	8973417	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-117	346743	8976059	SIENOGRANITO
JG-118	347650	8976085	SIENOGRANITO
JG-119	349113	8984655	SIENOGRANITO
JG-120	348902	8985234	SIENOGRANITO
JG-121	349455	8986413	SIENOGRANITO
JG-122	353987	8991852	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-123	356062	8994796	SIENOGRANITO
JG-124	362459	9002965	AREIA FERRUGINIZADA
JG-125	395263	9027219	BIOTITA MONZOGRANTO
JG-126	393861	9027675	BIOTITA MONZOGRANTO
JG-127	392254	9026726	MONZOGRANITO
JG-128	392612	9023404	SIENOGRANITO
JG-129	388329	9022715	SIENOGRANITO
JG-130	387144	9022806	SIENOGRANITO
JG-131	386182	9023619	SIENOGRANITO
JG-132	383506	9022123	SIENOGRANITO
JG-133	386989	9020548	SIENOGRANITO
JG-134	388050	9021658	SIENOGRANITO
JG-135	391490	9022176	SIENOGRANITO
JG-136	392472	9022356	SEDIMENTOS ARGILOSO
JG-137	393483	9023721	SIENOGRANITO
JG-138	392784	9025032	SIENOGRANITO
JG-139	395344	9026379	SIENOGRANITO
JG-140	327326	8987196	SEDIMENTO ARENO - ARGILOSO
JG-141	346350	8976090	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-142	317671	8965311	SEDIMENTO ARENOSO
JG-143	318641	8964546	ARENITO
JG-144	319312	8963493	ARENITO / CONGLOMERADO
JG-145	320225	8962717	ARENITO / CONGLOMERADO
JG-146	320552	8962188	ARENITO / CONGLOMERADO
JG-147	320982	8961618	ARENITO / CONGLOMERADO

JG-148	322713	8969640	ARENITO / CONGLOMERADO
JG-149	323151	8969386	ARENITO / CONGLOMERADO
JG-150	324100	8967751	ARENITO / CONGLOMERADO
JG-151	323867	8966904	ARENITO
JG-152	319457	8966380	ARENITO
JG-153	319814	8965873	ARENITO / CONGLOMERADO
JG-154	323801	8954931	LATERITO
JG-155	327588	8954363	LATERITO
JG-156	328638	8955966	ANFIBOLITO
JG-157	328656	8956663	ANFIBOLITO
JG-158	329135	8957230	ANFIBOLITO
JG-159	328617	8955466	SEDIMENTO / ANFIBOLITO
JG-160	333771	8972904	SAPROLITO FOLIADO
JG-161	333821	8969463	GRANITO SAPROLITIZADO
JG-162	333700	8966128	SEDIMENTO/GRANITO
JG-163	333534	8961473	GRANITO ISOTROPICO
JG-164	333407	8958874	ARENITO ARCOSIANO
JG-165	333341	8958143	ARENITO ARCOSIANO
JG-166	333240	8957038	ANFIBOLITO SAPROLITIZADO
JG-167	333289	8955479	SEDIMENTO ARENOSO
JG-168	333307	8954544	SAPROLITO GRANÍTICO
JG-169	332720	8954101	ANFIBOLITO SAPROLITIZADO
JG-170	331172	8954216	SEDIMENTO ARENOSO
JG-171	330000	8994258	SEDIMENTO ARENOSO
JG-172	333380	8953899	LATERITO
JG-173	333626	8950614	QUARTZO-ARENITO
JG-174	333574	8950051	QUARTZO-ARENITO
JG-175	336020	8977142	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-176	335615	8978911	SEDIMENTO ARENOSO
JG-177	334162	8978615	SEDIMENTO ARENOSO
JG-178	331930	8978145	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-179	344042	8978184	SEDIMENTO ARENO-ARGILOSO
JG-180	343120	8980137	SEDIMENTO ARENOSO
JG-181	341263	8981372	SEDIMENTO ARENO-ARGILOSO
JG-182	348546	8974961	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-183	349596	8971380	SEDIMENTO ARENO-ARGILOSO
JG-184	349796	8969725	SEDIMENTO ARENO-ARGILOSO
JG-185	354325	8978132	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JG-186	352246	8979352	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JG-187	352939	8983880	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JG-188	351651	8984563	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JG-189	352991	8980956	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JG-190	356845	8994809	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JG-191	358903	8992529	SIENOGRANITO PORFIRITICO
JG-192	361163	8986642	SAPROLITO DE METATUFO
JG-193	370708	8991819	COBERTURA DETRITICA-LATERITICA
JG-194	369826	8993008	SEDIMENTO ARENOSO
JG-195	368616	8994703	SEDIMENTO ARENO-ARGILOSO
JG-196	364515	8994860	SEDIMENTO ARENO-ARGILOSO
JG-197	363974	8995798	SEDIMENTO ARENO-ARGILOSO

JG-198	361690	8998146	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-199	373692	8990108	BIOTITA-SIENOGRANITO
JG-200	380044	8998548	COBERTURA DETRITICA-LATERITICA
JG-201	380237	8999796	SAPROLITO GRANÍTICO
JG-202	380264	9003153	COBERTURA DETRITICA-LATERITICA
JG-203	375805	9003485	COBERTURA DETRITICA-LATERITICA
JG-204	377568	9002956	COBERTURA DETRITICA-LATERITICA
JG-205	383007	9002625	COBERTURA DETRITICA-LATERITICA
JG-206	387850	9011650	COBERTURA DETRITICA-LATERITICA
JG-207	392316	9018961	COBERTURA DETRITICA-LATERITICA
JG-208	401612	9029083	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-209	355833	8999751	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-210	353283	9002317	SEDIMENTO ARENOSO
JG-211	351688	9003800	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-212	348477	9000584	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-213	348956	9002605	LATERITO IMATURO
JG-214	350570	9004941	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-215	352432	9007311	SEDIMENTO SILTICO
JG-216	355827	9006765	SEDIMENTO ARENOSO
JG-217	357257	9005360	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-218	358741	9003893	LATERITO IMATURO
JG-219	355727	9010607	SEDIMENTO ARENOSO
JG-220	359689	9009117	SEDIMENTO ARGILOSO
JG-221	360975	9007833	SEDIMENTO ARENOSO
JG-222	362622	9008841	SEDIMENTO ARENOSO
JG-223	363696	9010105	LATERITO IMATURO
JG-224	393669	9025236	BIOTITA SIENOGRANITO

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adamy A. & Romanini S.J. (Orgs.). 1990. *Geologia da Região Porto Velho-Abunã*; Porto Velho (SC.20-V-B-V), Mutumparaná (SC.20-V-C-VI), Jaciparaná (SC.20-V-D-I), Abunã (SC.20-V-C-V). Estados de Rondônia e Amazonas. Porto Velho, DNPM/CPRM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil)

Bahia R.B.C. 1997. *A Formação Palmeiral (Proterozóico Superior) na Serra dos Pacaás Novos, oeste de Rondônia*. Tese de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 88 p.

Bettencourt J.S., Leite Jr. W.B., Payolla B.L., Scandolara J.E., Muzzolon R., Vian J.A.J. 1997. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. *In*: CBPM/SGM, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2, *Excursions Guide*, 162p. p. 3-31.

Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Jr. W.B., Payolla B.L. 1997. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb and Rb-Sr isotopic constraints on the origin of the rapakivi granites of Rondônia. *In*: South-American Symposium on Isotop Geology, p. 47-48.

Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Jr., W.B. Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil-I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, **95**: 41-67.

Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Baars F.J., Delgado I. de M., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M. de, Santos J.O.S. 2002. *Geologia e recursos minerais da Amazônia Brasileira; Região cratônica*. Sistema de Informações Geográficas-SIG. Brasília. (Escala 1:1 750.000). CD Rom.

Igreja H.L.S. & Catique J. 1997. Análise neotectônica do lineamento Itacoatiara centro-leste do Estado do Amazonas. *In*: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, *Anais*, p. 131-133.

Eletronorte. Enec. 1987. *Geologia, condições de fundação e materiais naturais de construção dos sítios Santo Antônio, Teotônio e Girau, rio Madeira*. Estudos de inventário da Bacia do rio Madeira. Trecho nacional. Relatório preliminar. 85p.

Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J.L. 1978. *Projeto Província Estanífera de Rondônia*. Relatório Final. Porto Velho, DNPM/CPRM, 16 v., il.

Kloosterman J.B. 1968. Uma província do tipo nigeriano no sul da Amazônia. *Eng. Min. Met.*, 47 (278): 59-64.

Leal J.W.L., Silva G.H., Santos D.B., Teixeira W., Lima M.I.C., Fernandes C.A..C., Pinto A..C. 1978. Geologia. In: Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SC.20 Porto Velho*. Rio de Janeiro, 663p. (Levantamento de Recursos Naturais, 16). p. 17-184.

Lobato F.P.N.S., Appel L.E., Godot M.C.F.T. de, Ritter J.E. 1966. *Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia*. DNPM, Rio de Janeiro, 191 p. Bol., 125.

Payolla B.L. 1994. *As rochas graníticas e sieníticas das Cachoeiras Teotônio e Santo Antônio, rio Madeira, Porto Velho, Rondônia*: geologia, petrografia e geoquímica. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, Brasília, 145p.

Payolla B.L., Bettencourt J.S., Kozuch M., Leite Jr. W.B., Fetter A.H., Van Schmus W.R. 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east- central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, 119:141-169.

Romanini S.J. 2000. *Geologia e resultados prospectivos da área Rio Branco/Alta Floresta-Rondônia*. Porto Alegre, CPRM, 38p. (Informe de Recursos Minerais. Série Metais do Grupo da Platina e Associados, nº 08).

Santos J.O.S., Rizzotto G.J., Potter P.E., Hartmann L.A., Easton R.M., Mcnaughton N.J. 2002. The Sunsas orogenic cycle in western Amazon Craton, South Amarica and correlation to the Grenville cycle of Laurentia, based on U-Pb isotopic study of detrital and igneous zircons. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, *Anais*, p. 335.

Scandolara J.E. 1998. *O quadro geral da neotectônica no Estado de Rondônia*. 15 p.

Scandolara J.E., Amorim J.L. de., Rizzotto G.J., Quadros M.L. do E.S., Bahia R.B.C. 1999. Compartimentação tectono-estratigráfica pré-cambriana de Rondônia: subsídios para os modelos evolutivos. *In*: SBG, Simpósio de geologia da Amazônia, 6, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 282-285.

Scandolara J.E., Rizzotto G.J., Amorim J.L. 1999. Evolução proterozóica de Rondônia: cronologia de eventos tectônicos. *In*: SBG/SBGP, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, *Anais*, Sessão 1, p. 24-27.

Scandolara J.E., Rizzotto G.J., Bahia R.B.C., Quadros M.L. do E.S., Silva C.R., Amorim J.L. 1999. *Mapa geológico do Estado de Rondônia*. Porto Velho. (Escala 1:1.000.000).

Souza E.C. de, Melo A.F.F. de, Adamy A. Melo C.F., Lacerda D.X., Soeiro R.S., Romanini S.J., Daleiro V. 1975. *Projeto Noroeste de Rondônia*. Relatório Final. Porto Velho, DNPM/CPRM, 12v. il.

Souza Filho P.W.M., Quadros M.L. do E.S., Scandolara J.E., Silva Filho E.P. da, Reis M.R. 1999.. Compartimentação morfoestrutural e evidências de atividade neotectônica no sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 330-333.

Tohver E., Van Der Pluijn B.A., Van Der Voo R., Rizzotto G.J., Scandolara J.E. 2002. Paleogeography of the Amazon Crarton at 1.2 Ga: early grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, **199**: 185-200.

Torres L.C., Theodorovics A., Cavalcante J.C., Romanini S.J., Ramalho R. 1979. *Projeto Sudoeste de Rondônia*. Relatório Final. Porto Velho, DNPM/CPRM, 7 v.

Tosdal R.M. & Bittencourt J.S. 1994. U-Pb zircon ages and Pb isotopic compositions of middle proterozoic rondonian massifs, southwestern margin of the Amazon Craton, Brazil. *In*: Congres. Geol. Chileno, 7, p. 1538-1541.

Tosdal R.M., Bettencourt J.S., Leite Jr. W.B., Payolla B.L. 1995. Pb isotopic compositions from proterozoic rondonian rapakivi massifs, southwestern margin of the Amazonian Craton, Brazil. *In*: Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Costi H.T. (Eds.). Symposium on Rapakivi Granites and related Rocks, 1, *Abstracts Volume*, p.78-79

RELATÓRIO SOBRE OS ESTUDOS DE VIABILIDADE PARA APROVEITAMENTOS HIDRELÉTRICOS NO RIO MADEIRA

APROVEITAMENTO HIDRELÉTRICO DO SANTO ANTÔNIO (AHE – SANTO ANTÔNIO)

CAPITULO II

GEOMORFOLOGIA

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 87
2 METODOLOGIA DE TRABALHO 87
3 GEOMORFOLOGIA REGIONAL 92
4 GEOMORFOLOGIA LOCAL 105
5 GÊNESSE E EVOLUÇÃO MORFODINÃMICA DO RELEVO 113
6 DINÂMICA FLUVIAL DO RIO MADEIRA E SUAS IMPLICAÇÕES NA IMPLANTAÇÃO DAS HIDRELÉTRICAS 116
7 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO RIO MADEIRA ENTRE VILA DE ABUNÃ E PORTO VELHO 123
8 CONCLUSÃO 134
9 BIBLIOGRAFIA 138

FIGURAS ILUSTRATIVAS:

Figura 1 Afloramento de granito sob forma de tors e caos de blocos, formando modesta elevação em meio à superficie aplainada. Vale do rio Caracol, junto à BR-364 94
Figura 2 Platôs lateríticos embasados por arenitos arcoseanos da Formação Palmeiral que se elevam cerca de 60 metros acima do piso da superficie aplainada, esta ao fundo. Vicinal União Bandeirante 95
Figura 3 Pediplano conservado com dissecação muito incipiente de uma rede de drenagem de baixa densidade. Situa-se em uma vicinal à Rodovia BR-364, próxima a entrada do ramal Teotônio 102
Figura 4 Relevo extremamente plano dos terraços fluviais, com alta suscetibilidade de inundação no verão, devido à dificuldade de escoamento e infiltração das águas pluviais. Vicinal Jatuarana (Linha 07) 105
Figura 5 Superficie de aplainamento medianamente dissecada desdobrada numa superficie de topo e em vales amplos e abertos. Local: BR-364 entre Porto Velho e a vicinal Teotônio 107
Figura 6 e 7 Erosão laminar acentuada em vertentes íngremes dos rebordos erosivos dos platôs lateríticos 108
Figura 8 Superficie aplainada bem elaborada e não dissecada. Local: BR-364, entre as localidades de Jaci-Paraná e Jirau 109

Figura 9 Alinhamento de morrotes dissecados, com desnivelamentos que variam entre 30 e 50 metros, demarcando o lineamento Jirau. Local: vicinal Caldeirão..... 110

Figura 10 Espodossolos formando Areais brancos com escoamento impedido recobertos por uma vegetação herbáceo-arbustiva. Local BR-364, próximo à vicinal do Acampamento Jirau..... 110

Figura 11 Superfícies aplainadas e agrupamento de platôs capeados por perfis lateríticos. Local: vicinal União Bandeirante..... 111

Figura 12 Morrote com vertentes acentuadas na margem esquerda do rio Madeira, a jusante do salto Jirau. Feição de relevo integrada ao lineamento estrutural do Jirau..... 117

Figura 13 Cachoeira do Teotônio no rio Madeira, exibindo as formas de embaíamento, favorecendo o desenvolvimento de ilhas fluviais à jusante..... 118

Figura 14 Geração de ilhas fluviais em formato longitudinal ao longo da calha do rio Madeira, com desenvolvimento de mata aluvial. Ilhas do Patrício e de São Francisco, entre a corredeira Morrinhos e a foz do rio Jaci-Paraná..... 119

Figura 16 Bancada de arenito ferruginizado (mucucuru), formando talude resistente à erosão fluvial na barranca do rio Madeira. Margem esquerda do rio Madeira junto à baía de Teotônio..... 123

Figura 17 Alinhamento de morrotes dissecados do lineamento Jirau cruzando o rio Madeira junto ao salto Jirau..... 127

Figura 18 Barranca desmatada do rio Madeira com terracetes de pisoteio e marcas de erosão laminar e solapamentos. Situa-se na margem esquerda do rio Madeira, entre a corredeira Morrinhos e a foz do rio Jaci-Paraná..... 129

Figura 19 Estrangulamento do rio Madeira produzido por cabo rochoso, conforme observado no canto noroeste da foto. À direita, o rio Madeira encontra-se bem mais amplo. Foto obtida do alto de um platô laterítico junto à margem esquerda do rio Madeira, a jusante da corredeira Morrinhos..... 130

Figura 20 Falésias fluviais da margem esquerda do rio Madeira a jusante da corredeira Morrinhos. A erosão fluvial, neste trecho, manifesta-se em grande extensão, através do progressivo solapamento da base das margens em talude (barrancas), gerando o fenômeno de "terras caídas"..... 131

Figura 21 Vertente íngreme de platô laterítico desmatada e com solo exposto, acelerando os processos de erosão superficial. Local: margem esquerda do rio Madeira entre Morrinhos e Teotônio..... 131

Figura 22 Paisagem da Cachoeira do Teotônio..... 132

ANEXOS

19 MAPA GEOMORFOLÓGICO DA ÁREA DE INFLUÊNCIA DIRETA DO SANTO ANTÔNIO (ESCALA 1: 100.000).

20 MAPA GEOMORFOLÓGICO DA ÁREA DE INFLUÊNCIA INDIRETA DO SANTO ANTÔNIO (ESCALA 1:250.000)

1. INTRODUÇÃO

A retomada do desenvolvimento tem imposto ao país a necessidade de encontrar alternativas viáveis economicamente e ambientalmente adequadas para atender a demanda crescente de energia das áreas industriais, bem como para contemplar regiões ainda deficitárias no suprimento de energia elétrica. Desta forma, o aproveitamento do potencial energético do rio Madeira, amparado em premissas ambientalmente corretas poderá suprir a região ocidental do Brasil de energia farta e barata, além de favorecer a sua conexão com o sistema elétrico nacional.

Para viabilizar esse empreendimento, o estudo detalhado do meio físico-biótico da área afetada torna-se indispensável, o que fornecerá subsídios para um melhor dimensionamento da obra, bem como para minimizar os impactos ambientais decorrentes de sua implantação. Evidentemente que esse estudo demandará a atuação de uma equipe multidisciplinar abordando as distintas áreas do conhecimento especializado, operando de forma conjunta e integrada, otimizando a qualidade da informação obtida.

Inserido neste contexto, a CPRM, através da Residência de Porto Velho, celebrou o Convênio nº 15.002/2004, onde fica estabelecida uma relação de parceria com a empresa FURNAS CENTRAIS ELÉTRICAS S. A., objetivando estudos específicos associados ao tema GEOMORFOLOGIA, envolvendo tanto a Área de Influência Indireta – AII como a Área de Influência Direta – AID, localizada no entorno do rio Madeira. Este mesmo convênio estende o estudo para outras áreas temáticas envolvendo a Geologia, os Recursos Minerais e a Hidrogeologia.

2. METODOLOGIA DE TRABALHO

Em estudos do meio físico, a metodologia de trabalho obedece a um roteiro praticamente padronizado, onde são contempladas atividades distintas, desde a coleta prévia de informações, a análise e consistência desses dados, até a elaboração de documentos conclusivos, passando ainda por etapas de campo para a obtenção de informações de natureza primária.

No presente trabalho, houve a necessidade de abreviar a realização das etapas previstas anteriormente, ou até mesmo desenvolvê-las de forma simultânea, considerando o exíguo tempo para sua execução, em face da assinatura tardia do Convênio. Independente deste fato, as atividades previstas para o cumprimento dos objetivos traçados foram plenamente realizadas, o que contribuirá para a obtenção de produtos com excelente qualidade.

Reuniões técnicas realizadas entre as empreiteiras e as instituições parceiras, entre as quais a CPRM, foram necessárias para o equacionamento de questões técnicas relacionadas ao dimensionamento da área de atuação e de problemas específicos a cada tema. Concluídas essas reuniões, foram definidas as áreas de influência direta e indireta, optando-se pela sua ampliação, o que representará garantias adicionais de segurança e sucesso do empreendimento. Na mesma oportunidade, foram acordadas também as escalas dos respectivos mapas, onde a escala 1:250.000 representaria a área de influência indireta e a escala 1:100.000 estaria associada à área de influência direta.

As principais etapas desenvolvidas foram:

✓ **Aquisição de Material Cartográfico e Produtos de Sensoriamento Remoto**

Estabelecida a área de atuação, promoveu-se o levantamento e aquisição de material cartográfico e produtos de sensoriamento remoto, utilizando-se fundamentalmente os mesmos sensores empregados em geologia, quais sejam imagens de satélite, imagens de radar e fotografias aéreas, além das bases cartográficas, todas em escalas compatíveis com o trabalho a ser executado.

Foram utilizadas as imagens de satélite 233/066, 233/067 e 232/066 registradas pelo sensor ETM+ / Landsat 7, datadas de 13/09/2002 e 05/08/2002, através de uma composição colorida 3(B), 4(G), 5(R) + pancromático, a partir das quais se elaborou uma carta-imagem do trecho Santo Antonio a Jirau, escala 1:100.000, favorecendo uma visualização integral da área de estudo. Na situação específica de Santo Antônio, as imagens utilizadas foram 232066, 232067, 233066 e 233067 de 13.09.2002, que possibilitaram a criação de uma carta-imagem do aproveitamento hidrelétrico Santo Antônio na cota 70 m, em escala 1:100.000. Essas imagens foram georreferenciadas pela rede de drenagem oriunda da restituição.

De aplicação mais restrita, foram os dados obtidos de imagens de radar fornecidos pelo satélite da Missão Shuttle Radar Topographic Mission – SRTM (2004), constituindo um Modelo Digital de Elevação, elaborado por professores da Universidade de Campinas – UNICAMP.

As fotografias aéreas, fundamentais para uma visão tridimensional da área e para um maior detalhamento do trecho em estudo, foram amplamente empregadas, notadamente aquelas obtidas pelo Projeto 11 FAB/DSG, em escala 1:110.000, datadas do ano de 1976. O conjunto de fotos obtidas pela LASA (64 A 66) não apresenta uma resolução compatível com as necessidades do estudo, tendo sido descartadas apesar da maior escala. Fotografias aéreas em

escala de detalhe (1:8.000) poderiam ter contribuído para um estudo geomorfológico de maior detalhe, porém não foram disponibilizadas.

Os documentos cartográficos consultados foram as bases plani-altimétricas das Folhas SC.20-V-B Porto Velho, SC.20-V-C Abunã e SC.20-V-D Ariquemes em escala 1:250.000 e Folhas SC.20-V-B-IV Rio Mucuim, SC.20-V-B-V Porto Velho, SC.20-V-C-III Jirau, SC.20-V-C-V Abunã, SC.20-V-C-VI Mutumparaná e SC.20-V-D-I Jaciparaná, em escala 1:100.000. Estes documentos foram considerados para a elaboração da base cartográfica única definida para os Estudos de Impacto Ambiental dos Aproveitamentos Hidrelétricos de Jirau e Santo Antônio, disponibilizada por FURNAS e pela CNO/Leme Engenharia em formato digital. A fonte dos dados para essa atividade foi os trabalhos desenvolvidos pela Secretaria de Desenvolvimento Ambiental – SEDAM, do Governo do Estado de Rondônia, em escala 1:100.000, as quais foram acrescidos dados específicos do empreendimento pelas empresas consorciadas ou terceirizadas.

✓ **Compilação e Análise Bibliográfica**

Como atividade paralela, procedeu-se o levantamento dos trabalhos técnicos desenvolvidos na área e que favoreceriam a elaboração da programação das demais atividades. Desta forma, foram coletados, selecionados e analisados os dados geomorfológicos disponíveis em trabalhos anteriores, relacionados às principais unidades geomorfológicas e demais feições de relevo na área de estudo, subsidiando a confecção dos mapas geomorfológicos preliminares.

De idêntica forma, efetuou-se a compilação e análise das principais obras temáticas sobre a área, disponíveis nas bibliotecas públicas locais. Comprovou-se a adoção de linguagens distintas, próprias do estado da arte no momento de execução do trabalho, bem como escalas diferenciadas, predominando níveis de caráter regional. Durante essa revisão, procurou-se estabelecer correlações entre os resultados obtidos pelo vários mapeamentos, de modo a permitir a utilização de todos os dados disponíveis, entretanto, este objetivo foi obtido apenas parcialmente.

Os produtos analisados nesta etapa, elaborados desde a década de 70 por instituições públicas, em sua maioria, foram as seguintes:

- Projeto Noroeste de Rondônia, executado pela CPRM no início da década de 70; escala 1:500.000;
- Projeto Radambrasil / Folha Porto Velho, desenvolvido pelo RADAMBRASIL, na década de 70 na escala 1:1.000.000;

- Projeto Porto Velho-Abunã, executado pela CPRM na década de 90, em escala 1:100.000;
- Zoneamento Socioeconômico-Ecológico de Rondônia, realizado pelo Governo do Estado de Rondônia, através de terceirização dos trabalhos, abrangendo o Estado em levantamento multitemático, em escala 1:250.000;
- Zoneamento Ecológico-Econômico da Região Fronteiriça Brasil-Bolívia: Rio Abunã – Vale do Guaporé, executado pela CPRM, de caráter multidisciplinar, contando com a participação de consultores, tendo sido concluído em 2002.

As obras fundamentais para a realização deste trabalho foram aquelas elaboradas pelo RADAM na década de 70 e o ZSEE-RO, publicado recentemente. Como produtos resultantes desta atividade de compilação, elaboraram-se dois mapas distintos para o Projeto santo Antônio: o primeiro, englobando a área de influência indireta, com uma área estimada de 16.735 km^2, apresentado em escala 1:250.000, e um segundo mapa, em escala 1:100.000, restrito a área de influência direta, estimado preliminarmente em 2.529 km^2.

✓ Fotointerpretação

Esta atividade consistiu na análise de todos os sensores disponíveis como fotografias aéreas, imagens de radar, imagens de satélite, que interpretadas conjuntamente com os dados dos mapas geomorfológicos de trabalhos anteriores e em várias escalas, permitindo a introdução de modificações nos mapas geomorfológicos previamente elaborados e que nortearam a programação de campo em busca de checar esses novos dados.

Durante a fotointerpretação, foram enfatizados os seguintes aspectos:

- interpretação das unidades morfoestruturais e morfoesculturais com emprego de imagens de satélite, e apoio de mapas geológicos existentes;
- análise de propriedades morfológicas (formações superficiais; geometria de vertentes e topos; padrão de drenagem) e morfométricas (desnivelamento; declividade; densidade de drenagem) do relevo com emprego de fotografias aéreas e cartas topográficas;
- interpretação de lineamentos estruturais, anomalias de drenagem e indicadores morfotectônicos para análise neotectônica;
- analise comparativa das feições fotointerpretadas com o mapa geomorfológico preliminar.

✓ **Levantamento de Campo**

Durante a etapa de campo, realizada entre a cidade de Porto Velho e o acampamento Jirau foram enfatizadas observações sobre as formas de modelado quanto à origem (formas fluviais, de aplainamento, etc.) declividades, tipos de rocha, fontes potenciais de sedimentos (solo exposto), áreas suscetíveis a voçorocamentos, assoreamentos e inundações.

A etapa de campo consistiu de duas atividades distintas: uma, ao longo do leito do rio Madeira, onde foram efetuadas observações sobre a dinâmica fluvial, a sedimentação atual e o comportamento das zonas marginais e outra, percorrendo as principais vias de acesso viário pela margem direita, desde a rodovia BR-364 e suas vicinais, bem como a estrada Jatuarana, situada pela margem esquerda do rio Madeira.

É importante destacar que o trabalho ao longo do rio Madeira deve sempre levar em conta a sazonalidade das exposições, devido à variação expressiva do nível fluviométrico do rio, sujeito às inundações próprias da estação das chuvas. Desta forma, considera-se a necessidade de um monitoramento periódico do rio Madeira para acompanhar os efeitos provocados pela alternância das estações seca e chuvosa, associado principalmente aos processos erosivos instalados.

Com a identificação das unidades litológicas e seu comportamento estrutural, as feições de modelado intrinsecamente associadas e dos processos que ocorrem ao longo do tempo geológico, tornou-se possível coletar as informações basicamente necessárias para delimitar e definir as unidades de relevo, estabelecendo também a influência de cada unidade na dinâmica dos processos geomorfológicos da área de estudo - seu potencial erosivo e potencial como fonte de sedimentos e movimentos de massa. O reconhecimento da dinâmica superficial (erosão-transporte-deposição de sedimentos) favoreceu considerações sobre o grau de fornecimento de detritos para a rede de drenagem.

Como atividade complementar, foi estendido o trabalho de campo na calha do rio Madeira para jusante do Porto Velho até as proximidades da localidade de Belmonte, com intuito de detectar possíveis suscetibilidades da morfodinâmica fluvial frente aos impactos a jusante da implantação da UHE Santo Antônio.

✓ **Elaboração dos Mapas Geomorfológicos Finais**

Com a conclusão da etapa de campo da área de Santo Antônio, efetuou-se uma reinterpretação dos produtos previamente elaborados, compatibilizando-os com os resultados

Como atividade complementar, foi estendido o trabalho de campo na calha do rio Madeira para jusante do Porto Velho até as proximidades da localidade de Belmonte, com intuito de detectar possíveis suscetibilidades da morfodinâmica fluvial frente aos impactos a jusante da implantação da UHE Santo Antônio.

✓ **Elaboração dos Mapas Geomorfológicos Finais**

Com a conclusão da etapa de campo da área de Santo Antônio, efetuou-se uma reinterpretação dos produtos previamente elaborados, compatibilizando-os com os resultados obtidos durante a etapa de campo, constatando-se a introdução de novos conhecimentos, traduzidos em contatos revisados, unidades reagrupadas, subdivisão de unidades maiores e até mesmo a supressão de informações pretéritas. Foram ajustadas as legendas preliminares, principalmente no mapa da área de influência direta, a qual foi submetida a um detalhamento maior.

Fundamentado nos mapas geomorfológicos finais, elaborou-se um texto explicativo que contemplará a descrição mais pormenorizada das unidades geomorfológicas contidas nos produtos cartográficos (anexos 19 e 20).

3. GEOMORFOLOGIA REGIONAL

3.1. Aspectos Gerais

A área de estudo do rio Madeira compreendida entre a cachoeira de Santo Antônio e a cachoeira do Jirau está inserida no Megalineamento Itacoatiara - Madre de Dios (Igreja & Catique, 1997; Bemerguy et al., 2002) e enquadra-se na Unidade Morfoestrutural *Alto Estrutural Guajará Mirim – Porto Velho* (Quadros et al., 1996; Souza Filho et al., 1999). O alto estrutural representa uma porção do embasamento soerguido por tectônica durante o Cenozóico, sendo que o rio Madeira, neste trecho, encontra-se num vale encaixado, marcado por níveis de base locais (corredeiras, travessões e saltos) e exíguas planícies de inundação, numa nítida condição de ajuste ao nível de base regional.

O *Alto Estrutural Guajará Mirim – Porto Velho* está delimitado, a oeste e a sul pela *Depressão Sub-Andina do Beni* e pela *Depressão do Guaporé*. Esta grande Bacia Quaternária, que se situa em posição de "back-arc" com relação à Cordilheira dos Andes, consiste numa vasta planície aluvial que abrange a Amazônia Boliviana e o vale do Guaporé e reúne os principais

seus afluentes principais: os rios Branco, São Francisco e Formoso, Capivari e do Contra. Destaca-se ainda o rio Caracol e o igarapé do Jirau. Na margem esquerda, observam-se apenas pequenos tributários tais como o rio Caripunas e o igarapé Maparaná. Por outro lado, destaca-se, nesse contexto, que o divisor Madeira-Purus encontra-se muito próximo à margem esquerda do rio Madeira, sendo que na seção em estudo, este divisor é ocupado, em parte, por um extenso terraço fluvial não dissecado. Esta assimetria entre as bacias e o padrão retilíneo do canal do rio Madeira (em contraste com o padrão meândrico de alta sinuosidade do rio Purus) sugere um controle neotectônico regional, conforme referenciado por Quadros et al. (1996).

De acordo com Adamy & Romanini (1990) e Rizzotto *et al.* (no prelo), o embasamento Pré-Cambriano emerso pelo Alto Estrutural no setor Santo Antônio-Jirau é constituído, principalmente, por rochas ígneas e polimetamórficas (gnaisses, granitos, quartzitos, granulitos e rochas básicas diversas) de idades Arqueana e Paleoproterozóica do Complexo Jamari. Este substrato geológico encontra-se recoberto por profundos mantos de alteração de espessura decamétrica que, freqüentemente, demonstra um desenvolvimento, por processos supergenéticos, de perfis lateríticos imaturos e formação de couraças detrítico-lateríticas.

Estas formações superficiais passam a ter uma influência muito maior nos processos de esculturação do relevo e na caracterização das diferentes paisagens geográficas do que o embasamento rochoso intemperizado e inumado. Todavia, não podemos menosprezar a influência dos controles estruturais, principalmente, quando estes se encontram reativados por eventos neotectônicos. Interpretações por sensoriamento remoto demonstram o controle exercido por lineamentos estruturais no traçado de segmentos da rede de canais e em alinhamentos de morrotes.

A maior parte da bacia do rio Jaci-Paraná é dominada pelo conjunto de litologias do Complexo Jamari, enquanto que suas cabeceiras, que drenam a escarpa norte da serra dos Pacaas Novos, dissecam arenitos arcoseanos a ortoquartzíticos e conglomerados da Formação Pacaás Novos. Este pacote sedimentar apresenta idade NeoProterozóica e representa uma pequena bacia intracratônica, assim como as congêneres serras do Uopianes, do Mirante e Moreira Cabral, situadas mais ao sul.

Granitos Rondonianos de idade Meso a Neoproterozóica intrudiram o embasamento polimetamorfizado do Complexo Jamari e afloram esporadicamente na área de estudo. Sua ocorrência mais freqüente verifica-se em terrenos da margem direita do rio Madeira, próximos a BR-364, entre as localidades de Jaci-Paraná e Teotônio. Formas de relevo, tais como *hillocks* rochosos, *tors* e caos de blocos são indicadores deste tipo de litologia (Figura 1).

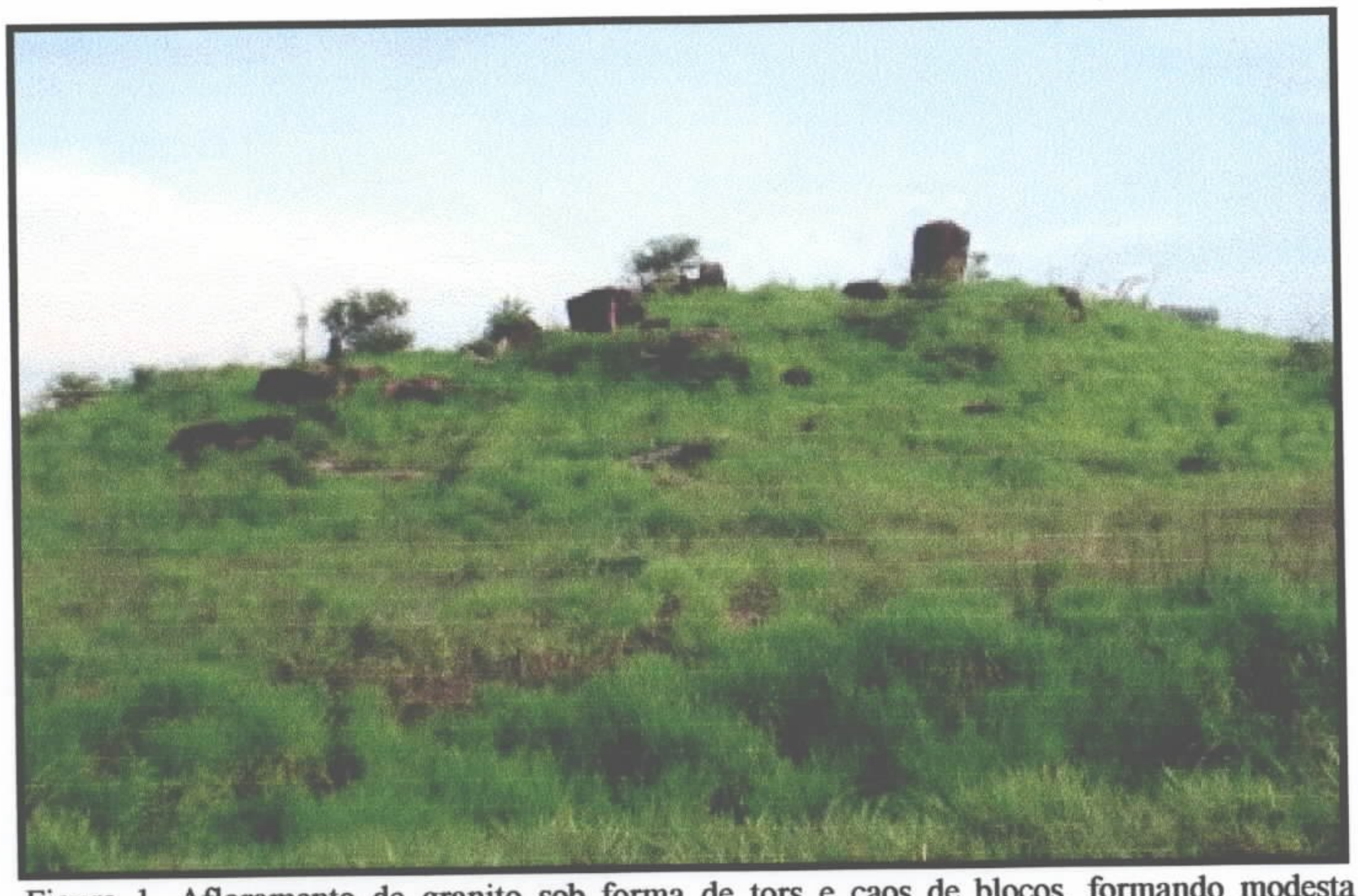


Figura 1. Afloramento de granito sob forma de tors e caos de blocos, formando modesta elevação em meio à superfície aplainada. Vale do rio Caracol, junto à BR-364.

Arenitos arcoseanos e conglomerados clasto-suportados da Formação Palmeiral, por sua vez, têm sua ocorrência mais expressiva nos terrenos da margem direita do rio Madeira, próximo a BR-364, entre as localidades de Jaci-Paraná e Jirau. Muitas vezes, estão associados a platôs capeados por couraças ferruginosas (Figura 2). Trata-se de coberturas sedimentares cratônicas plataformais de idade Mesoproterozóica. Baixos platôs lateríticos estendem-se, de forma espraiada, por toda a área de estudo, exibindo espessos perfis lateríticos e um horizonte concrecionário ferruginoso no topo, funcionando como uma cornija resistente à erosão.

A montante, observa-se que as cachoeiras do Caldeirão e do Jirau são compostas essencialmente por rochas intrusivas ácidas da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (granitos subalcalinos) e por estarem situados no plano de um lineamento estrutural de direção E-W, sugere que estes níveis de base locais tenham sido gerados por uma reativação neotectônica de um antigo plano de falha. Em campo, observa-se um extenso alinhamento de morrotes dissecados demarcando tal lineamento por dezenas de quilômetros.

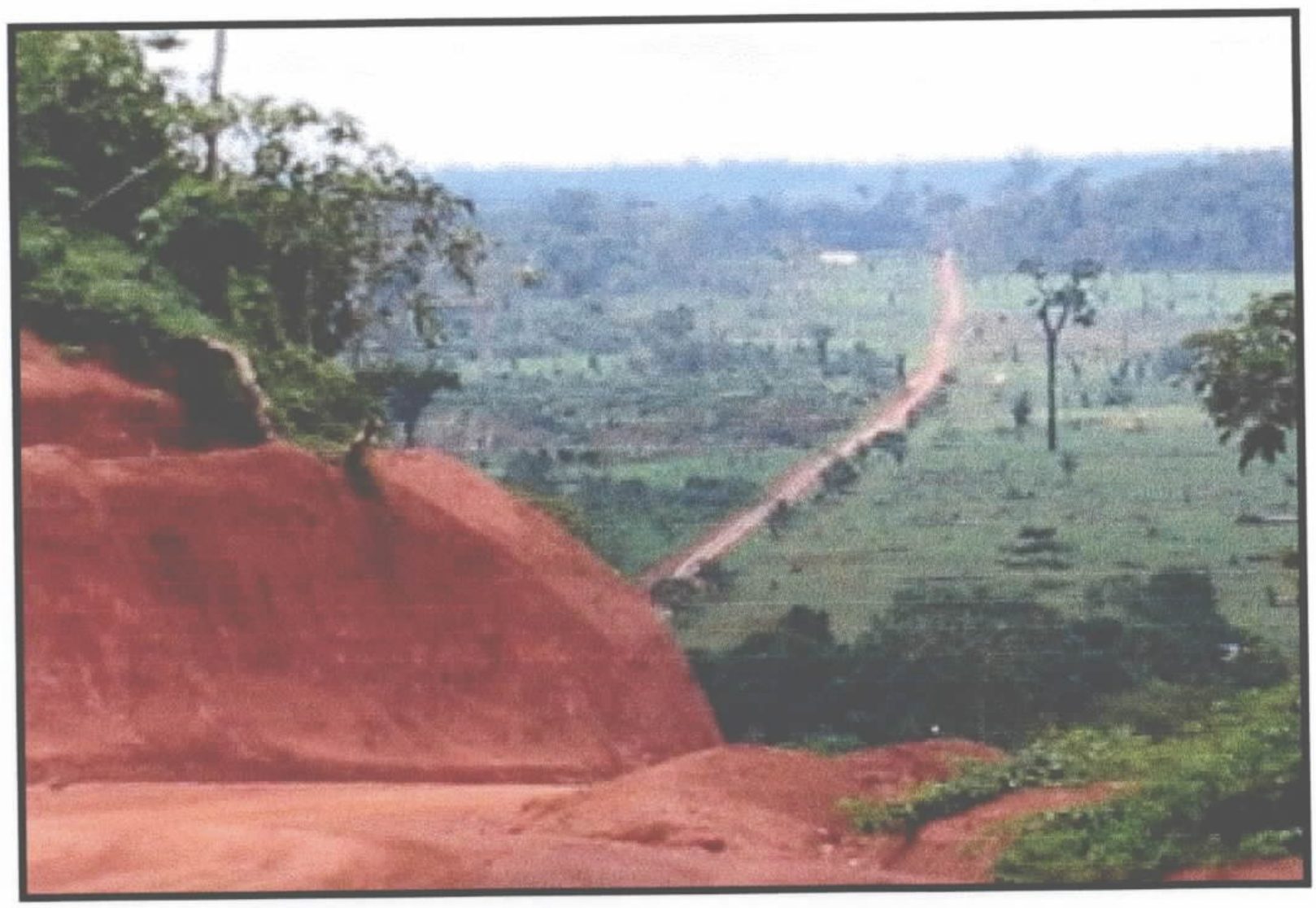


Figura 2. Platôs lateríticos embasados por arenitos arcoseanos da Formação Palmeiral que se elevam cerca de 60 metros acima do piso da superfície aplainada, esta ao fundo. Vicinal União Bandeirante.

A sedimentação quaternária é restrita, tanto nesta seção do rio Madeira, quanto em seus tributários devido ao seu posicionamento no Alto Estrutural, excetuando-se a planície aluvial do baixo curso do rio Jaci-Paraná e em algumas seções alveolares do rio Madeira, onde se desenvolvem planícies de inundação mais extensas e ilhas fluviais. Nesse contexto, excetua-se a margem esquerda do rio Madeira. Esta área consiste numa extensa superfície deposicional, baixa e plana constituída por depósitos pelíticos, de ambiente flúvio-lacustre e idade Neógena da Formação Solimões (atual Formação Rio Madeira); sotopostos a estes, foram depositados sedimentos inconsolidados de origem aluvial, de composição areno-argilosa e idade Pleistocênica da Formação Içá (atual Formação Jaci-Paraná). Trabalhos de campo identificaram um belo afloramento deste pacote aluvial pleistocênico próximo à localidade de Vila Amazonas (Cachoeira do Teotônio).

Confrontadas as exíguas planícies aluviais da margem direita do rio Madeira, imprensadas contra as barrancas pelas superfícies pediplanadas e baixos platôs lateríticos, com os extensos terraços fluviais da margem esquerda, que exibem extensões de dezenas de quilômetros, nota-se uma clara anomalia no padrão deposicional regional. Trata-se de um fato intrigante para a História Geológica Quaternária do Vale do Rio Madeira. Parece-nos bastante plausível uma gradual migração do leito do rio Madeira em direção a sul-sudeste, por

basculamento neotectônico, para explicar a notável diferença de sedimentação entre as duas margens do rio Madeira e a assimetria do divisor Madeira-Purus, conforme proposto por Quadros *et al.* (1996).

3.2. Unidades Geomorfológicas

A elaboração do mapa geomorfológico regional foi fundamentada em dados secundários extraídos basicamente dos produtos elaborados pelo Zoneamento Socioeconômico-Ecológico de Rondônia e pelo Projeto RADAMBRASIL. Para a qualificação das formas de relevo identificadas na Área de Influência Indireta da seção Santo Antônio-Jirau foram empregadas três grandes categorias de unidades, consideradas como de agradação, de degradação e de intemperismo. Como unidades de agradação foram englobadas as planícies aluviais, terraços fluviais, depressões, lagos e congêneres, enquanto que as unidades de degradação contemplam formas de relevo submetidas mais intensamente aos processos erosivos tais como *footslopes*, superfícies de aplanamento, agrupamentos de morros e colinas com e sem controle estrutural, superfícies tabulares e *cuestas*. Os areais brancos com escoamento impedido foram classificados como Unidades de Intemperismo.

A configuração regional do relevo, a despeito do processo de epirogênese experimentado pelo Alto Estrutural Guajará Mirim-Porto Velho, é caracterizada pelo amplo predomínio de extensas superfícies aplainadas e formas de relevo suaves e de baixa amplitude de relevo, afetadas em maior ou menor grau por processos de dissecação. Numa análise pormenorizada, podemos subdividir a área de estudo nos seguintes segmentos:

a. Cabeceiras da Bacia do Rio Jaci-Paraná

As cabeceiras da bacia do Rio Jaci-Paraná drenam uma vasta franja da escarpa norte da serra dos Pacaás Novos, sendo constituída pelos formadores dos rios Jaci-Paraná e por seus afluentes Capivari e Formoso. Estas nascentes dissecam um conjunto imponente de superfícies tabulares alçadas a cotas que variam de 400 a 700 metros, sendo estas mais elevadas em direção à leste. Estas superfícies tabulares encontram-se profundamente entalhadas por esses rios que escavaram vales profundos e alargados, com nível de base regional ajustado ao piso dos pediplanos que se espraiam a norte da serra. Neste sentido, os formadores do rio Jaci-Paraná permitiram a interpenetração das superfícies aplainadas mais baixas no interior da Serra dos Pacaás Novos.

Tanto a superficie planáltica, quanto os vales abertos são constituídos por arenitos e conglomerados da Formação Palmeiral. Entretanto, o topo da superficie planáltica e os paredões subverticais das escarpas de arenitos são dominados por Afloramentos de Rocha e Solos Litólicos (Amaral Filho et alii, 1978) (atualmente, Neossolos Litólicos), com uma vegetação que varia de campos rupestres a um cerrado aberto de porte arbóreo Os vales abertos derivados do entalhamento dos formadores do rio Jaci-Paraná apresentam solos rasos (Neossolos Litólicos), com uma vegtação transicional entre floresta e cerrado (Barros-Silva *et al.*, 1978).

Assim sendo, a Serra dos Pacaás Novos caracteriza-se por ser uma "mancha" de cerrado no domínio da floresta tropical úmido por uma condição geoecológica local associada a índices menores de pluviosidade em relação a outras áreas da Amazônia e com ocorrência de solos rasos e permeáveis.

Esta unidade geomorfológica apresenta alta suscetibilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, principalmente, queda de blocos e deslizamentos rasos. Contudo, devido à preservação da vegetação original e por estar situado dentro de um Parque Nacional, tais fenômenos são pouco expressivos nas cabeceiras do rio Jaci-Paraná. Esse fato pode ser facilmente comprovado pelas águas claras do rio Jaci-Paraná, evidenciando uma baixa carga de sedimentos, mesmo próxima a sua confluência com o rio Madeira.

Segundo dados contemplados no ZSEE-RO (Iteron/Seplad, 1999), são definidas duas unidades geomorfológicas maiores neste subambiente, representadas pelas Superficies de Aplainamento e Planícies Aluviais de Rios Secundários, assim descritas:

1) Nas superfícies planálticas e escarpamentos da Serra dos Pacaás Novos:

- ✓ Superficies Tabulares em Rochas Sedimentares, Planas com Ferricrete *Cap Rock* (S.1.1.0);
- ✓ Superficies Tabulares em Rochas Sedimentares com Baixa Dissecação (S.1.1.1);
- ✓ Superficies Tabulares em Rochas Sedimentares com Média Dissecação (S.1.1.2);
- ✓ *Footslopes* com Baixa Dissecação (D.1.1);
- ✓ *Footslopes* com Média Dissecação (D.1.2);
- ✓ *Footslopes* com Alta Dissecação (D.1.3);

2) Nos vales alargados que interpenetram a superficie planáltica:

- ✓ Superficie de Aplanamento Nível II com Dissecação Média com Nenhum ou Esporádicos *Inselbergs e Tors* (D.2.2.2.1);

✓ Superfície de Aplanamento Nível II com Dissecação Alta com Nenhum ou Esporádicos *Inselbergs e Tors* (D.2.2.3.1);

✓ Agrupamento Aberto de Colinas/ *Inselbergs* Baixos e Médios (D.3.1)

✓ Agrupamento Denso de Colinas/ *Inselbergs* Médios a Altos (D.3.2)

✓ Área Colinosa com Alto Grau de Dissecação (D.3.3)

✓ *Cuestas* com Dissecação Média a Alta (S.4.1.2);

Estes terrenos estão inteiramente situados na área de influência indireta da UHE Jirau.

b. Bacia do Alto Rio Jaci-Paraná

Esta bacia, que se situa pela margem direita do rio Madeira, caracteriza-se por um relevo colinoso de baixa amplitude de relevo, inserido na *Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional* por Mello *et al.* (1978), apresentando áreas com uma dissecação média a baixa, em geral, com presença disseminada de *inselbergs*, *hillocks* e *tors*, assim como pequenos alinhamentos serranos isolados em meio à vasta superfície pediplanada. Entretanto, destacam-se também vastas áreas pediplanadas, com amplitudes de relevo muito baixas, sem ocorrência de relevos residuais ou com ocorrência de baixos platôs lateríticos.

Segundo dados contemplados no ZSEE-RO (Iteron/Seplad, 1999), são definidas três unidades geomorfológicas maiores neste subambiente, assim representadas:

1) Pelas atuais áreas deposicionais representadas apenas pela planície aluvial do rio Jaci-Paraná:

✓ Planície Aluvial de Rio Secundário (A.3.2), representada pela faixa sazonalmente inundável do rio Jaci-Paraná.

2) Pelas vastas Superfícies de Aplainamento, que ocupam a maior parte desta unidade geomorfológica:

✓ Superfície de Aplanamento Nível II com Dissecação Baixa e Nenhum ou Esporádicos *Inselbergs* e Tors (D.2.2.1.1);

✓ Superfície de Aplanamento Nível II com Dissecação Baixa e Muitos *Tors* e *Hillocks* Residuais (D.2.2.1.2);

✓ Superficie de Aplanamento Nível II com Dissecação Média e Nenhum ou Esporádicos *Inselbergs* e *Tors* (D.2.2.2.1);

✓ Superficie de Aplanamento Nível II com Dissecação Média e Muitos *Tors* e *Hillocks* Residuais (D.2.2.2.2);

✓ Superficie de Aplanamento Nível II com Dissecação Média e Grande Quantidade de *Inselbergs*. (D.2.2.2.3);

✓ Superficie de Aplanamento Nível II com Dissecação Alta e Nenhum ou Esporádicos *Inselbergs* e *Tors* (D.2.2.3.1);

✓ Superficie de Aplanamento Nível II com Dissecação Alta e Muitos *Tors* e *Hillocks* Residuais (D.2.2.3.2);

✓ Superficie de Aplanamento Nível III com Dissecação Baixa e Nenhum ou Esporádicos *Inselbergs* e *Tors* (D.2.3.1.1);

Estas unidades foram definidas tomando como referência às respectivas altitudes, onde o Nível II representa altitudes entre 200 e 300 metros e o Nível III estabelece altitudes não superiores a 200 metros.

3) Pelo conjunto de relevos residuais que emergem do piso das superficies aplainadas:

✓ Agrupamento Aberto de Colinas / *Inselbergs* Baixos e Médios (D.3.1)

✓ Agrupamento Denso de Colinas / *Inselbergs* Médios a Altos (D.3.2)

✓ Agrupamento Aberto de Morros e Colinas com Controle Estrutural (S.3.1)

✓ Agrupamento Denso de Morros e Colinas com Controle Estrutural (S.3.2)

Nestes terrenos embasados por rochas do Complexo Jamari, com ocorrências esporádicas de granitos Rondonianos, predominam solos Podzólicos Vermelho-Amarelos álicos e distróficos (Argissolos Vermelho-Amarelos?). Caracterizam-se por solos espessos, argilosos, bem estruturados e com expressiva variação textural entre os horizontes A e Bt. Subordinadamente, ocorrem Latossolos Vermelho-Amarelo álicos, com textura argilosa e cascalhenta, provavelmente associada aos baixos platôs lateríticos. Pequenas manchas de Afloramentos de Rocha também ocorrem, associados aos pequenos alinhamentos serranos e aos *inselbergs* (Amaral Filho *et al.*, 1978).

Este ambiente, recoberto pela Floresta Tropical Aberta e por pequenas manchas de Floresta Tropical Densa (Barros-Silva *et al.*, 1978) e ainda muito pouco alterado pela

intervenção humana, notabiliza-se por sua estabilidade morfodinâmica frente aos processos erosivo-deposicionais e a movimentos de massa. A fraca declividade das vertentes das colinas associada à descontinuidade hidráulica existente no contato dos horizontes A e B dos Argissolos podem desencadear algumas ocorrências erosivas, mas de pouco significado enquanto estes terrenos mantiverem-se florestados.

Estes terrenos estão inteiramente situados na área de influência indireta da UHE Jirau.

c. Bacia do Baixo Rio Jaci-Paraná

Este sub-ambiente é constituído pelas bacias do baixo rio Jaci-Paraná, do rio Caracol e pelas bacias de igarapés menores que drenam diretamente para a margem direita do rio Madeira tais como os igarapés Azul e do Jirau. Caracteriza-se por um relevo plano, muito pouco dissecado, inserido no *Planalto Rebaixado da Amazônia Ocidental* por Mello *et al.* (1978). Localmente, destaca-se um relevo de baixos platôs sustentados por horizontes concrecionários ferruginosos, por vezes desfeitos em colinas tabulares ou em morrotes residuais, resultantes do desmantelamento dos platôs lateríticos.

Os estudos desenvolvidos no Zoneamento Socioeconômico-Ecológico – ZSEE do Estado de Rondônia (Iteron/Seplad, op. cit.) caracterizam essa área como uma ampla superfície de aplainamento, de relevo plano a muito suavemente ondulado, entre as cotas de 200 e 300 metros (denominada regionalmente como superfície de aplainamento - nível II), apresentando graus de dissecação variando entre baixo e alto.

Segundo dados contemplados no ZSEE-RO (Iteron/Seplad, 1999), são definidas quatro unidades geomorfológicas maiores neste sub-ambiente, assim representadas:

1) Pelas atuais áreas deposicionais representadas pela planície aluvial dos rios Madeira e Jaci-Paraná:

✓ Planície Aluvial de Rios Principais (A.3.1), representada pela faixa sazonalmente inundável do rio Madeira e suas ilhas fluviais.

✓ Planície Aluvial de Rios Secundários (A.3.2), representada pela faixa sazonalmente inundável do rio Jaci-Paraná.

✓ Terraços Baixos com Dissecação Baixa (A.2.2.1).

✓ Terraços Altos com Dissecação Baixa (A.2.1.2), estes restritos às proximidades da localidade de Jirau.

2) Pelas vastas Superfícies de Aplainamento, que ocupam a maior parte desta unidade geomorfológica:

✓ Superfície de Aplanamento Nível II com Dissecação Baixa e Nenhum ou Esporádicos *Inselbergs* e *Tors* (D.2.2.1.1);

✓ Superfície de Aplanamento Nível II com Dissecação Baixa e Muitos *Tors* e *Hillocks* Residuais (D.2.2.1.2);

✓ Superfície de Aplanamento Nível II com Dissecação Média e Nenhum ou Esporádicos *Inselbergs* e *Tors* (D.2.2.2.1);

✓ Superfície de Aplanamento Nível II com Dissecação Média e Muitos *Tors* e *Hillocks* Residuais (D.2.2.2.2);

✓ Superfície de Aplanamento Nível II com Dissecação Média e Grande Quantidade de *Inselbergs*. (D.2.2.2.3);

Estas unidades foram definidas tomando como referência às respectivas altitudes, onde o Nível II representa altitudes entre 200 e 300 metros.

3) Pelo conjunto de relevos residuais que emergem do piso das superfícies aplainadas:

✓ *Footslopes* com Baixa Dissecação (D.1.1);

✓ *Footslopes* com Média Dissecação (D.1.2), diretamente associado ao Lineamento estrutural do Jirau;

✓ Superfícies Tabulares em Rochas Sedimentares com Baixa Dissecação (S.1.1.1), associados a platôs sustentados por arenitos da Formação Palmeiral e capeados por concreções detrítico-lateríticas;

4) Pelas áreas planas arenosas recobertas por campinas:

✓ E - Unidades em Areais Brancos e Escoamento Impedido.

Como se percebe pela respectiva descrição, as unidades mapeadas pelo ZSEE-RO enquadradas como superfícies de aplainamento diferem entre si pelo grau de dissecação e pela presença ou não de relevos residuais (Figura 3). Em escala de maior detalhe, por exemplo, 1:100.000, objeto de estudo da Área de Influência Direta, estes relevos residuais serão descritos como unidades individualizadas.

Como unidade diferenciada, foram caracterizados Terraços Fluviais Altos com Dissecação Baixa (A.2.1.2) no trecho compreendido entre a Vila de Jirau e o acesso para o Acampamento Jirau, estendendo-se em direção ao rio Madeira.



Figura 3. Pediplano conservado com dissecação muito incipiente de uma rede de drenagem de baixa densidade. Situa-se em uma vicinal à Rodovia BR-364, próxima a entrada do ramal Teotônio.

Vale destacar ainda uma unidade definida nas proximidades das Cachoeiras do Jirau e do Caldeirão, ocupando um relevo alinhado de morrotes dissecados, caracterizado como um *Footslope* com Dissecação Média (D.1.2), geologicamente representada por conglomerados da Formação Palmeiral. Potencialmente, esta forma de relevo é altamente suscetível aos processos erosivos conforme se observou em campo, particularmente nas porções desmatadas, sendo minimizado, no entanto, em sua maior parte, pela preservação da cobertura florestal nativa.

Foram assinaladas ainda áreas de ocorrência de Areais Brancos com Escoamento Impedido, definidas como Unidades de Intemperismo, representadas espacialmente pela letra "E". Estas áreas deprimidas em posição de interflúvio apresentam mantos de alteração *in situ* com uma complexa evolução pedológica e geoquímica, originando Espodossolos recobertos, em geral, por vegetação gramíneo-arbustiva ou de campinarana.

Nestes terrenos também embasados por rochas do Complexo Jamari, predominam Latossolos Vermelho-Amarelos álicos (*Latossolos Vermelho-Amarelos?)*. Subordinadamente, ocorrem solos Podzólicos Vermelho-Amarelos álicos (*Argissolos Vermelho-Amarelos?)*. Caracterizam-se por solos muito espessos, argilosos, bem drenados e estruturados. Ocasionalmente, apresentam textura cascalhenta, provavelmente associada aos baixos platôs lateríticos. A ocorrência de Solos litólicos (Neossolos Litólicos) nesta Unidade Geomorfológica está diretamente associada ao alinhamento de morrotes do lineamento Jirau. As planícies de

inundação dos rios Madeira e Jaci-Paraná apresentam, por sua vez, um predomínio de Solos Aluviais (Neossolos Flúvicos) (Amaral Filho *et al.*, 1978).

Este ambiente, recoberto pela Floresta Tropical Aberta ou Densa é muito pouco alterado pela intervenção humana, exceto ao longo da BR-364, entre Porto Velho e Jirau. Todavia, foi registrado um refúgio isolado de cerrado arbóreo denso nos topos dos platôs lateríticos situados nas imediações da corredeira Morrinhos (Barros-Silva *et al.*, 1978). Estas áreas ressaltam uma notável estabilidade morfodinâmica frente aos processos erosivo-deposicionais e a movimentos de massa. A morfologia quase plana das áreas aplainadas e dos baixos platôs associada a solos e mantos de intemperismo espessos e bem drenados indica uma vulnerabilidade muito baixa com relação aos processos erosivo-deposicionais em terrenos florestados. Apenas as curtas vertentes declivosas dos baixos platôs lateríticos podem apresentar maior suscetibilidade frente aos processos erosivos.

Parte destes terrenos estão localizados na área de influência direta da UHE Jirau, numa faixa de entorno ao futuro reservatório.

d. Margem Esquerda do Rio Madeira

A margem esquerda do rio Madeira está caracterizada por um extraordinário domínio de superfícies de agradação, especialmente, de antigos terraços fluviais do rio Madeira de idade Pleistocênica podendo, até mesmo, registrar idades mais antigas (Pliocênica, correlatas possivelmente à Formação Rio Madeira). Decerto, estudos geológicos posteriores com ênfase na estratigrafia e geocronologia desses depósitos serão necessários para desvendar a História Geológica Neocenozóica do vale do Madeira.

O fato marcante decorre da notável expressão espacial desses terraços fluviais altos e não dissecados, que abrangem dezenas de quilômetros além da margem esquerda do rio Madeira e constituindo, por vezes, no divisor rebaixado Madeira-Purus. Terraços fluviais com dissecação baixa e/ou dissecação média ocorrem mais próximos ao leito do rio Madeira. Junto à sua calha, desenvolvem planícies de inundação geralmente pouco extensas.

De forma inversa ao observado na margem direita do rio Madeira, as superfícies aplainadas e os baixos platôs lateríticos ocupam apenas uma pequena área deste trecho da margem esquerda do rio Madeira. Conforme mencionado anteriormente, tal configuração morfológica sugere uma migração gradual do rio Madeira ao longo do Quaternário, condicionado por basculamentos neotectônicos de blocos.

Segundo dados contemplados no ZSEE-RO (Iteron/Seplad, 1999), são definidas três unidades geomorfológicas maiores neste sub-ambiente, com amplo predomínio espacial dos terraços aluviais, sendo assim representadas:

1) Pelas atuais áreas deposicionais representadas pela planície aluvial do rio Madeira:

✓ Planície Aluvial de Rios Principais (A.3.1), representada pela faixa sazonalmente inundável do rio Madeira e suas ilhas fluviais.

✓ Terraços Baixos com Dissecação Baixa (A.2.2.1).

✓ Terraços Baixos com presença de Leitos Abandonados e Pântanos. (A.2.2.2).

✓ Terraços Altos com Dissecação Baixa (A.2.1.2),

✓ Terraços Altos não Dissecados (A.2.1.1), que dominam vastas áreas da margem esquerda do rio Madeira

2) Pelas Superficies de Aplainamento, ocupando uma área restrita deste sub-ambiente:

✓ Superficie de Aplanamento Nível II com Dissecação Baixa e Muitos *Tors* e *Hillocks* Residuais (D.2.2.1.2);

3) Pelas áreas planas arenosas recobertas por campinas, que ocupam porções restritas do divisor aplainado Purus-Madeira:

✓ E - Unidades em Areais Brancos e Escoamento Impedido.

Nestes terrenos planos predominam Podzólicos Vermelho-Amarelos álicos e plínticos (*Argissolos Vermelho-Amarelos? e Plintossolos?)* sobre os terraços fluviais. Estes solos caracterizam-se por serem imperfeitamente drenados. Apresentam uma textura muito argilosa e baixa permeabilidade. Subordinadamente, ocorrem Latossolos Vermelho-Amarelos, com textura cascalhenta e bem drenados, diretamente associados com baixos platôs lateríticos e Solos Aluviais distróficos (*Neossolos Litólicos?*) e Gleis (Gleissolos) situados sobre as atuais planícies de inundação e ilhas fluviais (Amaral Filho *et al.*, 1978).

Apesar de apresentar um lençol freático profundo, os níveis freáticos suspensos decorrentes da baixa permeabilidade dos solos e o relevo excepcionalmente plano derivado da superficie deposicional, mantém os terraços numa condição alagadiça durante boa parte da estação chuvosa (Figura 4).



Figura 4. Relevo extremamente plano dos terraços fluviais, com alta suscetibilidade de inundação no verão, devido à dificuldade de escoamento e infiltração das águas pluviais. Vicinal Jatuarana (Linha 07).

Devido a esta condição geoecológica, desenha-se um mosaico de floresta tropical aberta e uma mata de porte menor e caules mais finos, similar aos umirizais da Bacia do Abunã. Esta mata raquítica está mais bem adaptada a períodos de *stress* hídrico.

Parte destes terrenos estão localizados na área de influência direta da UHE Jirau, numa faixa de entorno ao futuro reservatório.

4. GEOMORFOLOGIA LOCAL

No presente capítulo serão abordadas as informações coletadas nos trabalhos de campo abrangendo a Área de Influência Direta entre Santo Antônio e Jirau, sobre a qual incidirá os impactos ambientais de maior expressão.

O desenvolvimento destes estudos permitiu a elaboração do mapa geomorfológico em escala de maior detalhe (1:100.000), favorecendo a delimitação de todos os relevos residuais de grande porte (principalmente *inselbergs*, morros-testemunho, *tors* e platôs lateríticos), os quais foram classificados como unidades individualizadas. As superfícies de aplainamento foram reclassificadas segundo o grau de dissecação submetido, diferindo da forma apresentada por trabalhos anteriores. Assim sendo, as superfícies de aplainamento conservadas apresentam baixo

grau de dissecação; as superfícies de aplainamento retocadas apresentam médio grau de dissecação e as superfícies de aplainamento degradadas apresentam alto grau de dissecação.

O piso regional da área de influência direta, segundo o ZSEE-RO (1999) está associado à ocorrência da superfície de aplanamento entre as cotas de 200 e 300 metros (denominada regionalmente como superfície de aplainamento - nível II), apresentando graus de dissecação variando entre baixo e média e ausência de relevos residuais, tais como *inselbergs*, *hillocks* e *tors*. Estes relevos residuais são mapeados em forma de agrupamentos de colinas e morros sem controle estrutural (quando esculpidos nos granitos Rondonianos) ou agrupamentos de colinas e morros com controle estrutural (quando esculpidos nos arenitos arcoseanos da Formação Palmeiral).

Nos terrenos situados na margem direita do rio Madeira, entre Porto Velho e a vicinal Morrinhos, destaca-se uma superfície de aplainamento degradada por uma rede de drenagem de média densidade que escavou vales muito amplos e abertos, sendo classificado pelo ZSEE-RO (1999), como D.2.2.2.1. Esta superfície encontra-se, portanto, desdobrada em dois níveis: os fundos de vales amplos e rampeados, situados 20 a 40 metros abaixo de uma outra superfície de topo sustentada por horizontes concrecionários ferruginosos, constituídas pro carapaças pisolíticas de 3 a 4 metros de espessura (Figura 5). Esta superfície sustentada pelas crostas lateríticas seria correlatas à Superfície Velhas de idade Neógena, enquanto os amplos vales escavados seriam de idade Pleistocênica. O padrão de relevo resultante delineia uma morfologia ondulada, marcada pela alternância de topos planos e vales largos com baixas declividades, em torno de 5°.

À medida que se dirige para oeste, nota-se uma coalescência destes amplos vales pleistocênicos e uma destruição da superfície de topos planos sustentada pelas crostas lateríticas. Assim sendo, entre a vicinal de Morrinhos e a localidade de Jaci-Paraná observam-se apenas remanescentes dessa superfície, caracterizadas por baixos platôs lateríticos. Estes baixos platôs consistem de feições residuais e estão elevadas 20 a 30 metros acima do piso das superfícies pediplanadas. Seus rebordos erosivos formam vertentes acentuadas de 10 a 20° de declividade. Curiosamente, o ZSEE-RO classifica os baixos platôs lateríticos ou seus produtos do desmantelamento erosivo (colinas tabulares ou morrotes residuais terrosos) como sendo *hillocks* e *tors*, mesmo não sendo rochosos e que não foram mantidos no presente estudo.

Estes platôs lateríticos apresentam sua máxima expressão nas imediações do rio Madeira entre as corredeiras de Morrinhos e Teotônio em ambas as margens. Na localidade de Morrinhos, estes platôs formam um conjunto mais imponente com desnivelamentos entre 50 e 70 metros e

fortes declividades, entre 20 e 30° que se debruçam sobre a calha do rio Madeira. Os topos planos dos platôs estão nitidamente mantidos por uma cornija da carapaça ferruginosa.



Figura 5. Superfície de aplainamento medianamente dissecada desdobrada numa superfície de topo e em vales amplos e abertos. Local: BR-364 entre Porto Velho e a vicinal Teotônio.

Em campo, observa-se evidências de atuação intensa de erosão laminar sobre as vertentes íngremes dos rebordos erosivos (solo exposto, terracetes de pisoteio, sulcos incipientes), utilizados indevidamente para pastagens (Figuras 6 e 7). Entretanto, a maioria dos platôs lateríticos entre Morrinhos e Teotônio exibe dimensões mais modestas com desnivelamentos em torno de 20 a 40 metros e vertentes com declividades mais suaves, com valores próximos a 10°.

Na bacia do rio Caracol, próximo à localidade de Jaci-Paraná, os afloramentos dos granitos Rondonianos ressaltam na paisagem das superfícies aplainadas como um singular conjunto de relevos residuais rochosos, caracterizados por *hillocks*, *tors* ou blocos de granitos *in situ*, imersos nos terrenos (caos de blocos). O rio Caracol, por sua vez, produz um vale inciso em meio ao pediplano e apresenta águas pretas, com alta carga de ferro e/ou matéria orgânica; esta coloração escura não é freqüente entre os tributários do rio Madeira, comumente apresentando águas claras.





Figuras 6 e 7. Erosão laminar acentuada em vertentes íngremes dos rebordos erosivos dos platôs lateríticos.

Os terrenos na margem direita do rio Madeira, situados à oeste da localidade de Jaci-Paraná exibem, em geral, uma superfície de aplainamento conservada e bem elaborada, com notável grau de aplainamento, apresentando apenas uma incipiente incisão fluvial por uma rede

de drenagem de baixa densidade, sendo classificado pelo ZSEE-RO (1999), como D.2.2.1.1 (Figura 8).



Figura 8. Superfície aplainada bem elaborada e não dissecada. Local: BR-364, entre as localidades de Jaci-Paraná e Jirau.

Em meio a este pediplano, destaca-se um extenso alinhamento serrano degradado e parcialmente desfeito em morrotes alinhados, marcando um importante lineamento estrutural E-W e que atravessa o rio Madeira na Cachoeira do Jirau controlando, portanto, este nível de base local. Este alinhamento, em formato de uma longa crista dissecada de topos arredondados é classificado como *Footslopes* com Média Dissecação (D.1.2) pelo ZSEE-RO (1999), está sendo redefinido como alinhamento estrutural de morrotes e colinas – S.3.2.3. (Figura 9).

Foram assinaladas ainda, próximas à localidade do Jirau, áreas de ocorrência de Areais Brancos com Escoamento Impedido, definidas como Unidades de Intemperismo, representadas espacialmente pela letra "E". Estas áreas deprimidas em meio ao pediplano apresentam mantos de alteração *in situ* com uma complexa evolução pedológica e geoquímica, originando Podzóis Hidromórficos e Areias Quartzosas (Amaral Filho *et al.*, 1978) (Espodossolos Hidromórficos e Neossolos Quartzarênicos?) recobertos, em geral, por vegetação gramíneo-arbustiva ou de campinarana (Figura 10).



Figura 9. Alinhamento de morrotes dissecados, com desnivelamentos que variam entre 30 e 50 metros, demarcando o lineamento Jirau. Local: vicinal Caldeirão.

Cumpre assinalar que esta unidade não está contemplada na Área de Influência Direta do Entorno de Santo Antônio, localizando-se próximo ao limite indicado, sendo referido no texto pelas suas características peculiares e por ter sido objeto de explotação mineral para areia, comercializada em Porto Velho.



Figura 10. Espodossolos formando Areais brancos com escoamento impedido recobertos por uma vegetação herbáceo-arbustiva. Local BR-364, próximo à vicinal do Acampamento Jirau.

Na estrada para o assentamento União Bandeirante, registra-se um agrupamento de platôs e colinas tabulares com maior amplitude de relevo do que os baixos platôs lateríticos anteriormente relatados. Tratam-se de superfícies estruturais controladas pelo acamadamento dos arenitos arcoseanos da Formação Palmeiral e capeados por uma crosta detrítico-laterítica. Nota-se, em campo, o desenvolvimento de perfis lateríticos imaturos com dezenas de metros de espessura em sua seqüência completa, constituídos da base para o topo por rocha alterada (arenito arcosiano róseo-esbranquiçado com grânulos de feldspato intemperizado); horizonte pálido de coloração variegada e com alguns fragmentos de rocha alterada; horizonte mosqueado branco, amarelo ou avermelhado; horizonte colunar ferruginoso hematítico (vermelho) e gibsítico (amarelo); horizonte concrecionário/pisolítico e latossolo vermelho. Esta seqüência denota um longo desenvolvimento dos mantos de alteração, não tendo sido observada nos baixos platôs lateríticos.

As superfícies tabulares identificadas em campo apresentam, em geral, desnivelamentos entre 40 a 70 metros acima das superfícies de aplainamento, de topos planos e rebordos erosivos bem marcados, com declividades muito acentuadas, podendo atingir 20 a 30°.(Figura 11).



Figura 11. Superfícies aplainadas e agrupamento de platôs capeados por perfis lateríticos.
Local: vicinal União Bandeirante.

Nos terrenos situados na margem esquerda do rio Madeira ao longo da vicinal Jatuarana, destaca-se uma superfície monótona extremamente plana, dos altos terraços fluviais não dissecados do rio Madeira. Apenas alguns parcos igarapés sulcam esta superfície deposicional

promovendo desníveis, em geral, não superiores a 5 metros. Ainda nesta superfície, podem ser observadas depressões de pequeno porte, de tonalidade escura, onde a água é acumulada no período das chuvas, formando Áreas Alagadas (A.1.4), que se infiltram na estação seca. Comumente, notam-se processos de mosqueamento no pacote aluvial argiloso em decorrência da drenagem imperfeita destes terrenos.

Na margem esquerda, destaca-se ainda uma área caracterizada por terraços fluviais baixos, com um grau de dissecação médio, dispondo-se preferencialmente ao longo de drenagens, tendo sido representada espacialmente pela sigla A.2.2.3.

As porções mais "abaciadas" dos terraços fluviais são ainda mais suscetíveis a processos de inundação no verão. Nestas áreas, a floresta tropical aberta cede lugar a uma vegetação menos exuberante similar a uma campinarana arbórea. Observações de campo demonstram ainda um suave desnível entre os terraços e as exíguas ocorrências das superfícies aplainadas, da ordem de 15 a 20 metros.

Próximo à localidade de Vila Amazonas, junto à cachoeira Teotônio, registra-se , junto ao talvegue de um igarapé de porte médio, um excelente afloramento do terraço fluvial expondo um pacote aluvial de aproximadamente 15 metros de espessura. Da base para o topo, pode-se assinalar a seguinte seqüência estratigráfica:

1) Na base: material silto-argiloso, maciço, de cor cinza, típico de ambiente redutor, presumivelmente correlato a um ambiente de baixa energia, lacustre, de idade pliocênica da Formação Rio Madeira (antiga Formação Solimões).

2) No médio corte: material siltoso ou silto-arenoso, parcialmente oxidado, de cores laranja, vermelha e acinzentado, em parte mosqueado e com estratificação laminar. Esta camada é presumivelmente correlata a um ambiente flúvio-lacustre ou fluvial, de idade pliocênica da Formação Rio Madeira (antiga Formação Solimões). O atual mosqueamento decorre, provavelmente, da oscilação moderna do nível freático no pacote aluvial.

3) No topo: acima de uma discordância erosiva, deposita-se material arenoso (areias médias a grossas) de fácies de leito de canal ou barras arenosas, oxidadas e alaranjadas, demonstrando também ser um depósito antigo. Esta camada está presumivelmente correlacionada a um ambiente fluvial, de alta energia, de idade pleistocênica - Formação Jaci-Paraná (antiga Formação Içá).

5. GÊNESE E EVOLUÇÃO MORFODINÂMICA DO RELEVO

De uma forma genérica, pode-se estabelecer que a morfologia do relevo de toda a seção do vale do rio Madeira, compreendido entre as localidades de Porto Velho e Abunã, caracteriza-se por uma superfície marcada por uma longa fase de denudação, erosão e aplainamento. Este fato é documentado pelo amplo domínio espacial das superfícies de aplainamento.

Assim sendo, pode-se considerar que a região em apreço experimentou, pelo menos ao longo do Terciário Superior e Quaternário, uma longa fase de baixa atividade tectônica e intensa atividade erosiva que permitiu a elaboração de uma superficie de aplainamento bem desenvolvida e espraiada.

Partindo de uma abordagem genética, a partir da qual, as superficies de aplainamento seriam originadas pelo recuo lateral progressivo das vertentes e geração de pedimentos e pediplanos (King, 1953; Bigarella et al., 1965), os baixos platôs podem ser associados às Superficies Velhas, ao se estabelecer uma possível analogia das análises elaboradas por King (1956) e Braun (1971) no Sudeste e Centro-Oeste Brasileiro para a região amazônica. Considerando esta premissa, o vasto pediplano observado na região norte de Rondônia poderia ser correlacionado ao pediplano Pd1 (Bigarella et al., 1965) ou à Superficie Interplanáltica (Ab´Saber, 1972).

O topo dos morros testemunhos sustentados pelos arenitos da Formação Palmeiral e dos baixos platôs não dissecados e protegidos por crostas detrítico-lateríticas representam um marco fisiográfico de grande relevância para a compreensão da evolução geomorfológica destas áreas aplainadas e florestadas em Rondônia. Observa-se, em campo, a ocorrência esporádica e fragmentada dessas superficies.

Essas superficies tabulares dos baixos platôs são, em geral, truncadas por rebordos erosivos com desníveis que variam entre 20 e 50 metros, abaixo das quais desenvolve-se uma extensa superficie mais recente - o pediplano -, com uma ampla distribuição espacial. Esses rebordos erosivos são, via de regra, demarcados por cornijas resistentes à erosão, oriundas do afloramento da couraça ferruginosa. Portanto, os baixos platôs destacam-se na paisagem por erosão diferencial. O pediplano, por sua vez, caracteriza-se por extensas superficies planas a suavemente onduladas marcadas por incipiente entalhamento fluvial moderno, por vezes, mais ou menos expressivo. Mello et al. (1978) confere uma idade neopleistocênica para o referido pediplano. Por sua vez, os dados contemplados pelo ZSEE-RO (1999) preferem não arriscar considerações genéticas preferindo, simplesmente, denominá-las de superficies de aplainamento.

Entretanto, devido a sua extensão e grau de desenvolvimento, esta ampla superfície aplainada deve ter sido gerada durante todo o Cenozóico Superior (Neógeno), considerando que o Neo-Pleistoceno é um período geológico muito breve para o aplainamento avançado de uma vasta superfície de erosão, conforme já sugerido pela literatura (Young, 1983; Twidale, 1998; dentre outros). Assim sendo, consideramos que a superfície de aplainamento que abrange grande parte de área de estudo, seja correlacionada às Superfícies Velhas postuladas por King (1956), de idade Plio-Pleistocênica.

Sabe-se que o modelo clássico de evolução geomorfológica através de processos de pediplanação e pedimentação pressupõe um padrão erosivo comandado por processos de desagregação mecânica e recuo a remontante das encostas sob um regime climático dominante que oscilaria entre o semi-úmido e semi-árido. A despeito da comprovada ocorrência de paleoclimas mais secos na Amazônia durante o Quaternário, é inegável a marcante influência do intemperismo químico em ambiente quente e úmido que impera na região. Assim sendo, dificilmente poderia se explicar à evolução geomorfológica da área em apreço evocando, apenas, a geração de pediplanos em clima semi-úmido.

Thomas (1994) destaca a importância do intemperismo químico na evolução do modelado do relevo em regiões tropicais úmidas, onde podem ser registrados perfis de alteração com espessuras superiores a 50 metros. Assim sendo, podemos sugerir um predomínio de processos de "etchplanação" (Büdel, 1982) durante a vigência de climas úmidos na Amazônia. Neste sentido, os processos de "etchplanação" teriam, também, um importante papel na evolução do relevo regional, em detrimento de uma hipótese de evolução comandada exclusivamente por processos de pediplanação, conforme defendido pela literatura clássica, seguindo o modelo de King (1956), conforme proposto por Mello et al. (1978).

De acordo com o modelo de evolução por "etchplanação", proposto originalmente por Büdel, as superfícies seriam rebaixadas progressivamente por meio de uma lenta denudação das superfícies de aplanamento, condicionadas por um progressivo rebaixamento do nível de base. Este rebaixamento estaria controlado pela velocidade do intemperismo químico (contato entre rocha sã e rocha alterada).

As evidências freqüentes dos processos de ferruginização e laterização, tanto ao longo dos canais ("mucururus"), quanto nas superfícies aplanadas (crostas lateríticas), reforçam o argumento de que a elaboração do modelado do relevo, ao longo do Cenozóico, decorre de uma intensa atuação do intemperismo químico durante fases climáticas alternadas, úmidas e semi-úmidas, conforme registrado pela literatura (Van der Hammen et al., 1994; dentre muitos outros).

Na Amazônia são identificados, regionalmente, dois eventos de laterização (Costa, 1991): o primeiro, mais antigo, caracteriza-se por crostas lateríticas maturas, com desenvolvimento de horizonte aluminoso (bauxítico), de um horizonte ferruginoso e concrecionário e no topo, um Latossolo Amarelo argiloso de cobertura, denominado de "Argila de Belterra", sendo resultante do intemperismo moderno; o segundo, mais recente,. caracteriza-se por crostas lateríticas imaturas, com desenvolvimento similar as lateritas maturas, porém, incompleto, sem a elaboração do horizonte aluminoso. Horbe et al. (2001) procedem a uma interessante associação entre eventos de laterização e superficies de aplanamento na região de Balbina, Estado do Amazonas. Neste sentido, os autores correlacionam as crostas lateríticas maturas a Superficie Sul-Americana, datada do Terciário Inferior (Paleógeno). As crostas lateríticas imaturas, por sua vez, seriam correlacionadas à Superficie Velhas, datada do Terciário Superior (Neógeno).

Na área de estudo, é observado apenas o desenvolvimento de crostas ferruginosas incipientes, sem a elaboração do horizonte aluminoso. Portanto, segundo as considerações avaliadas anteriormente, as crostas lateríticas do entorno do Rio Madeira são imaturas, e assim, correlacionadas ao Terciário Superior.

Em síntese, os esparsos topos dos baixos platôs de aproximadamente 20 m de desnivelamento sustentados pelas couraças lateríticas, representam o nível original das Superfícies Velhas. O extenso pediplano, alojado em um nível inferior, demonstra uma retomada da erosão e do rebaixamento do relevo durante o Pleistoceno.

Os *inselbergs*, *hillocks* e *tors* identificados pelo ZSEE-RO (1999) sobre as vastas superficies aplainadas do Norte de Rondônia consistem em relevos residuais que resistiram ao longo processo de denudação, erosão e aplainamento que modelou tal superficie. Estes relevos residuais, em grande maioria, se destacam no relevo por erosão diferencial. Litologias mais resistentes ao intemperismo químico e à erosão podem gerar tais feições. Contudo, alguns remanescentes também podem se originar, localmente, por soerguimento tectônico.

Entretanto, mesmo os relevos residuais, ao longo do tempo geológico, tendem a ser desmantelados e ajustados ao nível de base das superficies aplainadas, caso não ocorra um novo movimento tectônico. Este processo de desmonte e arrasamento dos relevos residuais é claramente visível em campo, podendo-se distinguir fases distintas de evolução, conforme as dimensões e características dos relevos remanescentes: os *inselbergs* consistem em imponentes montes isolados que se destacam topograficamente dos pediplanos por meio de vertentes abruptas e rochosas e desnivelamentos locais superiores a 100 m; os *hillocks*, por sua vez, são bem menores e menos imponentes que os *inselbergs*, demonstrando um acentuado rebaixamento erosivo. Estas feições consistem em pequenos morros e morrotes isolados com vertentes

acentuadas, ora rochosas, ora recobertas por um manto de solo e blocos resultantes do desmonte do *paleo-inselberg*. De qualquer forma, os *hillocks* também se ressaltam no relevo, contudo com desnivelamentos locais que não ultrapassam os 50 m; os *tors* consistem num relevo residual rochoso de dimensão bem mais modesta, não ultrapassando os 20 m de desnivelamento. Apresenta-se, em geral, como um grande afloramento rochoso, bastante fraturado e fragmentado em blocos, sem a presença de matriz de solo. Representa um estágio avançado de desmantelamento do *inselberg*; o arrasamento final dos *inselbergs* ocorre através da destruição completa dos *tors* e a formação do caos de blocos. O caos de blocos apresenta-se na paisagem como um conjunto de blocos, de dimensões decimétricas a métricas, imersos nas superfícies aplainadas com uma distribuição aleatória, sem qualquer controle do substrato rochoso. Aparentemente, o caos de blocos poderia representar um material alóctone, mas são gerados *in situ*, resultantes do desmonte final dos relevos residuais.

6. DINÂMICA FLUVIAL DO RIO MADEIRA E SUAS IMPLICAÇÕES NA IMPLANTAÇÃO DAS HIDRELÉTRICAS

A seção do rio Madeira compreendida entre Jirau e Santo Antônio apresenta, em linhas gerais, um padrão similar ao já observado na seção Abunã - Jirau, com referência a sua dinâmica fluvial. Entretanto, diferenças relevantes foram registradas em campo quanto ao comportamento do rio Madeira. Tais nuances em sua Geomorfologia Fluvial acarretam em variações na capacidade de transporte e no balanço de sedimentos do rio Madeira entre as duas seções. Inicialmente, serão abordados aspectos da dinâmica fluvial do trecho do rio Madeira compreendido entre as cachoeiras do Jirau e Santo Antônio; e, em seguida, se procederá a uma compartimentação geomorfológica do rio Madeira no trecho estudado, ou seja, entre a Vila do Abunã e a cidade de Porto Velho.

Para fins de análise, recorreu-se à subdivisão da seção Jirau – Porto Velho em cinco segmentos: Jirau - Caldeirão; Caldeirão - Morrinhos; Morrinhos - Teotônio; Teotônio - Santo Antônio e Teotônio - Porto Velho.

Trecho Jirau – Morrinhos

No curto trecho entre os níveis de base locais Caldeirão e Jirau, o rio Madeira encontra-se retilinizado, com cotovelos estruturais, ladeados por morrotes em série associados ao lineamento estrutural do Jirau. Estes morrotes apresentam-se imponentes junto às margens do rio Madeira,

evidenciando desníveis entre 50 a 80 metros e declividades acentuadas entre 15 e 25° (Figura 12). Em tais margens rochosas aflora o granito sub-vulcânico, dominante também nas corredeiras. Neste pequeno segmento do rio Madeira observa-se, efetivamente, um controle estrutural mais atuante em toda a área analisada, sendo comandada pelo lineamento estrutural do Jirau.



Figura 12. Morrote com vertentes acentuadas na margem esquerda do rio Madeira, a jusante do salto Jirau. Feição de relevo integrada ao lineamento estrutural do Jirau.

Trecho Caldeirão - Morrinhos

Este segmento exibe uma característica importante observada no rio Madeira, representada pela sucessão de uma seqüência alternada de estrangulamentos e alargamentos da calha do rio. Estes estrangulamentos, via de regra, estão condicionados por afloramentos rochosos (rochas graníticas, metarenitos, blocos maciços de arenitos ferruginizados). Estes afloramentos situados nas margens do rio formam verdadeiros "cabos rochosos" que impedem, ou pelo menos, retardam, localmente, processos de abrasão fluvial. Assim sendo, nas margens fixadas por afloramentos rochosos, os processos de erosão fluvial tendem a ser inexpressivos (recuo lateral das margens) e o canal tende a ser mais estreito e profundo em sua seção transversal. Por outro lado, nas margens adjacentes não protegidas por tais promontórios, a erosão fluvial tem se revelado particularmente atuante, promovendo recuo lateral das margens e o alargamento do canal. Neste caso, sua seção transversal é mais extensa e rasa. Em situações

especiais, o rio Madeira chega a exibir formas de embaíamento, como aquele observado a jusante da cachoeira Teotônio (Figura 13) ou mesmo "sacos fluviais".



Figura 13. Cachoeira do Teotônio no rio Madeira, exibindo as formas de embaíamento, favorecendo o desenvolvimento de ilhas fluviais à jusante.

Esta peculiar configuração morfológica da calha do rio Madeira, marcada pela alternância de estrangulamentos e alargamentos tem marcante influência na dinâmica de transporte e estocagem de sedimentos ao longo do leito do rio. Tal hipótese é reforçada pela geração de ilhas fluviais junto aos segmentos alargados do rio Madeira.

De fato, nos trechos estrangulados, o rio Madeira, mais estreito e aprofundado, apresenta maior competência fluvial (capacidade de transporte de sedimentos) devido à maior velocidade do fluxo d'água neste trecho. Entretanto, essa energia cinética se dissipa a medida em que o canal atinge um segmento mais largo e raso. Nesta situação, a competência do rio Madeira é reduzida, assim como a velocidade do fluxo d'água. Desta forma, em porções do leito do rio mais próximas das margens, a velocidade do canal torna-se suficientemente baixa para depositar bancos arenosos durante a vazante. Ao longo de vários ciclos sazonais, estes bancos de areia média a grossa evoluem para ilhas fluviais (Figura 14).



Figura 14. Geração de ilhas fluviais em formato longitudinal ao longo da calha do rio Madeira, com desenvolvimento de mata aluvial. Ilhas do Patrício e de São Francisco, entre a corredeira Morrinhos e a foz do rio Jaci-Paraná.

Essas ilhas fluviais são periodicamente inundadas, constituindo típicas planícies de inundação com vegetação pioneira, herbáceo-arbustiva. As áreas mais altas das ilhas fluviais exibem uma floresta aluvial mais exuberante desenvolvida acima do nível das cheias sazonais.

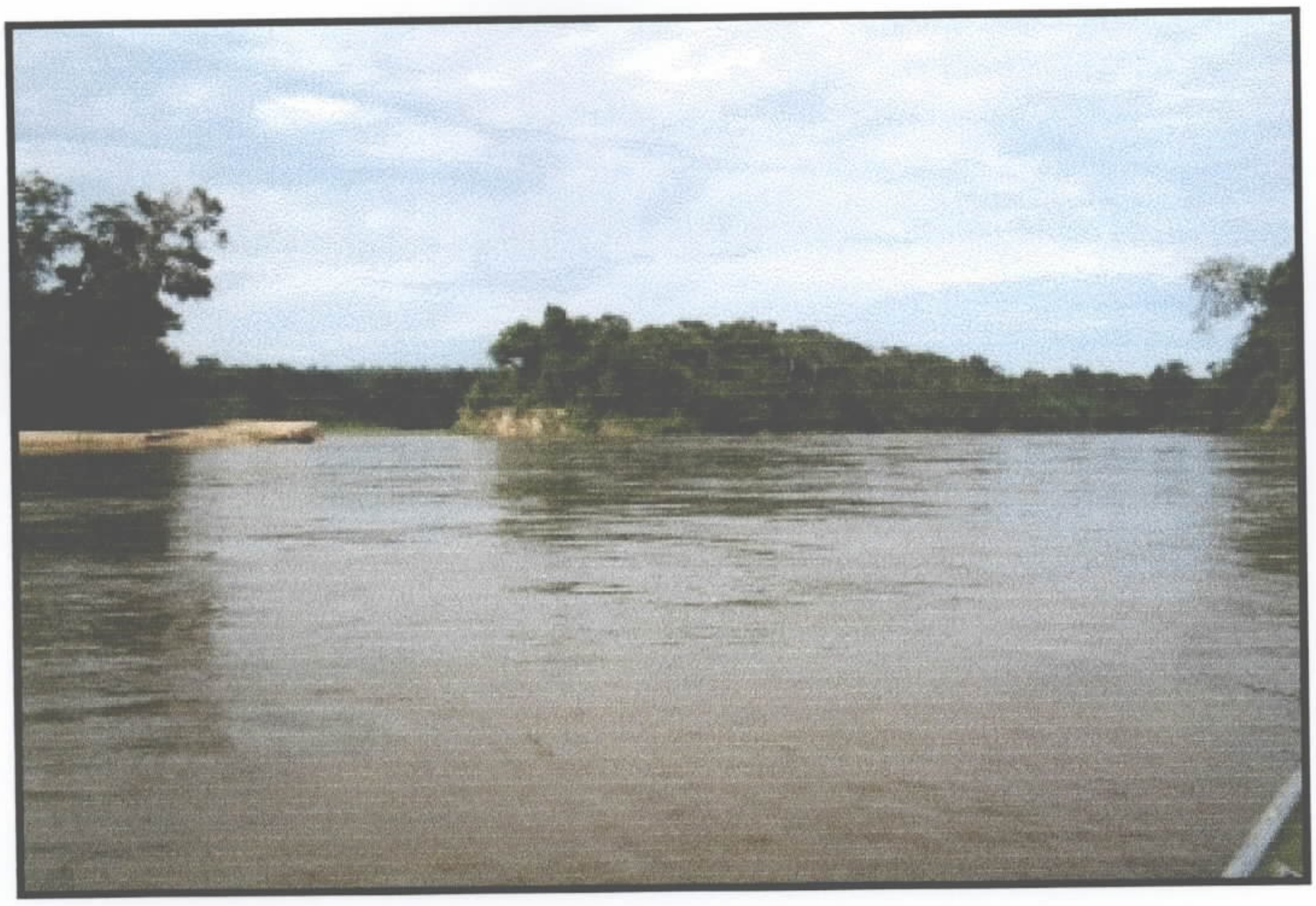
Os estudos de campo destacam uma notável morfodinâmica das ilhas fluviais, apresentando, de forma sincrônica, pontais em fase de erosão / destruição em oposição a outras margens em fase de deposição / acreção de pontais; ou ilhas em processo de subdivisão, em oposição a ilhas em processo de soldagem. Aparentemente, a intensa mobilidade espacial da sedimentação na calha do rio Madeira promove, em certos casos, uma lenta e progressiva migração de ilhas fluviais ao longo do leito do rio. Uma avaliação temporal das imagens de radar entre 1973 e 1990 demonstra uma morfodinâmica ativa das ilhas fluviais em contraste com a grande estabilidade das margens do rio, muitas vezes, claramente fixadas junto a lineamentos estruturais.

Oposição a outras margens em fase de deposição / acreção de pontais; ou ilhas em processo de subdivisão, em oposição a ilhas em processo de soldagem. Aparentemente, a intensa mobilidade espacial da sedimentação na calha do rio Madeira promove, em certos casos, uma lenta e progressiva migração de ilhas fluviais ao longo do leito do rio. Uma avaliação temporal

das imagens de radar entre 1973 e 1990 demonstra uma morfodinâmica ativa das ilhas fluviais em contraste com a grande estabilidade das margens do rio, muitas vezes, claramente fixadas junto a lineamentos estruturais.

Em adendo as considerações estabelecidas acima, outro fator digno de atenção para o entendimento do balanço de sedimentos ao longo do perfil longitudinal do rio Madeira é observado em sua confluência com seus tributários maiores. Trata-se de um efeito de molhe fluvial promovido, mais destacadamente, pelos rios Jaci-Paraná e Mutum Paraná. Este fenômeno, assim denominado, consiste numa alusão ao processo descrito por Domingues et al. (1983) para explicar o bloqueio efetivado pelas desembocaduras fluviais na deriva litorânea de sedimentos. Com efeito, a descarga hidráulica dos afluentes de vazão mais expressiva bloqueia, em parte, o transporte de sedimentos do Rio Madeira. Com isso, a redução da velocidade do fluxo d'água do Rio Madeira conduz a uma situação propícia à deposição de sedimentos no leito do canal, formando ilhas fluviais defronte às barras dos rios Jaci-Paraná e Mutum-Paraná.

Ao contrário do rio Madeira, o rio Jaci-Paraná, maior tributário do rio Madeira na área de estudo, exibe um padrão meândrico de alta sinuosidade, caracterizado por meandros abandonados em uma dinâmica fluvial marcada pela avulsão do canal (Figura 15). As barrancas são mais baixas que as do rio Madeira (entre 4 e 6 metros de altura), perfazendo uma extensa planície de inundação que domina todo o baixo curso desse rio. Este padrão de canal induz à formação de barras em pontal nas margens convexas e, conseqüentemente, uma erosão acelerada nas margens côncavas. Contudo, a capacidade de transporte do canal meândrico é baixa, conduzindo a uma retenção de sedimentos na bacia.



Assim sendo, o rio Jaci-Paraná - um rio de águas claras contribui com uma inexpressiva carga sólida para o rio Madeira. Esta situação é observada em todos os tributários do rio Madeira na área de estudo, sejam rios de águas claras ou rios de águas pretas.

Trecho Caldeirão – Morrinhos

O trecho compreendido entre as localidades de Caldeirão e Morrinhos apresenta a maior quantidade de ilhas fluviais, onde se destacam as ilhas da Pedreira, do Búfalo, do Patrício e de São Francisco. A maioria delas são longitudinais ao canal principal com formato estreito e muito alongado e intenso morfodinâmica. Outras, como a Ilha do Búfalo, apresentam formato mais arredondado ou ovalado e tendem a se "soldar" com as margens convexas do rio Madeira. Este processo decorre de um contínuo assoreamento, culminando com a colmatagem do "paraná" que separa a ilha e a margem convexa do rio.

Desta forma, com o crescente bloqueio da passagem das águas pelo "paraná", cada vez mais estreito e raso, toda a descarga líquida do rio Madeira passa a fluir pelo canal principal promovendo, não somente a erosão e o remodelamento da ilha fluvial em sua margem voltada para o rio Madeira, como também uma forte erosão da sua margem côncava.

Este cenário demonstra um intrincado conjunto de processos de transporte, deposição e remobilização de sedimentos ao longo da calha do rio Madeira.

Trecho Morrinhos – Teotônio

No trecho compreendido entre os níveis de base locais de Morrinhos e Teotônio, o rio Madeira mantém características similares, destacando-se a formação de ilhas fluviais num canal marcado pela alternância de seções estranguladas e alargadas. Entretanto, neste trecho, o rio Madeira percorre um vale imprensado pelas ombreiras de um conjunto de colinas e baixos platôs lateríticos numa extensão aproximada de 25 km.

Este fato é especialmente intrigante quando se observa, em escala regional, que ambas as margens registram relevos baixos e planos dos terraços fluviais (em sua margem esquerda) e das superfícies aplainadas (em sua margem direita).

Novamente, a única explicação plausível para que as águas do rio Madeira optassem pelo caminho mais tortuoso (serpenteando por entre os baixos platôs) seria um basculamento neotectônico de blocos e conseqüente migração progressiva da calha do rio Madeira para sul-

sudeste até ser forçado a atravessar um terreno pontilhado pelos remanescentes de uma superfície de um antigo e vasto platô laterítico.

Os platôs apresentam-se, por vezes, desfeitos em colinas e morros tabulares ou dissecados. Este conjunto de formas de relevo exibe desníveis médios entre 30 e 50 metros e gradiente das vertentes entre 10 e 20°, podendo atingir 25 ou 30° nos rebordos erosivos mais acentuados. Localmente, alguns platôs situados nas margens do rio Madeira podem atingir desnivelamentos de até 70 metros.

As vertentes íngremes, freqüentemente, mergulham para a calha do rio Madeira. Em campo, foi constatado o desmatamento de muitas dessas vertentes, convertidas posteriormente em pastagens plantadas, acionando processos de erosão laminar e sulcos sobre os solos, freqüentemente expostos.

Esses rebordos erosivos dos baixos platôs lateríticos devem ser considerados áreas prioritárias para a recuperação de áreas degradadas (RAD) através do reflorestamento com espécies nativas, devido ao alto potencial de contribuição de sedimentos para o futuro reservatório. Do mesmo modo, verifica-se a remoção da mata ciliar e o plantio de pastagens em barrancas do rio, tornando-as particularmente vulneráveis a erosão.

Trecho Teotônio – Porto Velho

No trecho compreendido entre a cachoeira do Teotônio e Porto Velho, secionando também a corredeira Santo Antônio, observa-se um padrão similar de morfologia fluvial àqueles descritos à montante. Destacam-se, neste segmento, os cotovelos estruturais e os estrangulamentos promovidos por cabos rochosos graníticos. Notabiliza-se o amplo embaíamento produzido à jusante de Teotônio (vide Figura 13).

Merece referência ainda, uma situação peculiar identificada neste trecho do rio Madeira representada pela expressiva ocorrência de bancadas de arenitos ferruginizados (mucururus), por vezes conglomeráticos, com espessuras entre 3 e 5 metros, aflorantes na barranca do rio. Nos afloramentos observados, esta feição litológica aparenta não ser penetrativa, sendo geradas apenas junto à zona de oscilação sazonal das águas do rio. De qualquer forma, essas bancadas de arenitos ferruginizados desempenham um papel importante na dinâmica fluvial ao retardar o processo de migração lateral do canal (Figura 16). Por vezes, caracterizam-se blocos desses arenitos modernos na base das barrancas do rio, resultantes do processo de desmantelamento das bancadas de mucururus. Estas formações têm continuidade longitudinal por vários quilômetros à jusante de Porto Velho.



Figura 16. Bancada de arenito ferruginizado (mucucuru), formando talude resistente à erosão fluvial na barranca do rio Madeira. Margem esquerda do rio Madeira junto à baía de Teotônio.

7. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO RIO MADEIRA ENTRE VILA DE ABUNÃ E PORTO VELHO

Com a conclusão dos trabalhos de campo estabelecidos em duas etapas sucessivas, tornou-se possível proceder a uma análise integrada da compartimentação geomorfológica da área de estudo, onde foram caracterizados seis setores distintos, conforme se segue:

- Setor 1: Abunã - Mutum-Paraná
- Setor 2: Mutum-Paraná – Jirau
- Setor 3: Jirau – Caldeirão
- Setor 4: Caldeirão – Morrinhos
- Setor 5: Morrinhos – Teotônio
- Setor 6: Teotônio - Porto Velho.

✓ **Setor 1: Abunã - Mutum-Paraná**

O Setor 1, compreendido entre as localidades de Abunã e Mutum-Paraná, está inserido na Bacia Sedimentar do Abunã. O rio Madeira apresenta, inicialmente, uma direção preponderante N-S (seguindo o lineamento Guajará-Mirim - Abunã), infletindo bruscamente para SW/NE a partir da foz do rio Abunã, acompanhando o megalineamento Madre de Dios-Itacoatiara. Direções subordinadas NW-SE e E-W também demarcam seções do rio Madeira, invariavelmente, sob forte controle estrutural.

A montante da confluência com o rio Abunã, o rio Madeira cruza, transversalmente, esta Bacia Sedimentar Quaternária. A jusante desta confluência, o rio Madeira parece delimitar sua borda norte limitado que está em sua margem esquerda pelos afloramentos de arenitos ortoquartzíticos da Formação Mutum-Paraná.

Em sua margem direita, desenvolve-se uma extensa área deprimida, em grande parte inundável, caracterizada como as planícies embrejadas e os terraços aluviais da Bacia do Abunã. Em sua margem esquerda desenvolve-se uma vasta superfície aplainada e uma sucessão de *inselbergs*, serras isoladas e elevados platôs escarpados que constituem superfícies estruturais.

O padrão do canal é retilíneo com freqüentes cotovelos estruturais. As corredeiras de Pedemeiras/Tamborete e do Paredão também sugerem um intenso condicionamento estrutural da calha do rio Madeira e localmente, um padrão de canal anastomosado rochoso.

Evidências de neotectônica, neste segmento do rio Madeira, são reforçadas pelos afloramentos de antigos perfis lateríticos alçados ao mesmo nível estratigráfico dos sedimentos aluviais modernos nas barrancas do rio; ou pelo surgimento de travessões com arestas subverticais (planos de falha) ao longo da calha do rio.

A ocupação humana é pouco expressiva, restringindo-se às localidades de Abunã e Vai-Quem-Quer e ocupações isoladas de ribeirinhos. Localmente, verificam-se barrancas submetidas à erosão fluvial (fenômeno de terras caídas). Todavia, é muito freqüente a geração de arenitos ferruginizados no leito do canal e nas barrancas.

O padrão de sedimentação no leito do canal limita-se a longas e estreitas barras arenosas longitudinais ao longo das suaves margens convexas do rio Madeira. Destaca-se ainda o desenvolvimento de diques marginais ao longo de dezenas de quilômetros do rio Madeira, principalmente, junto a sua margem direita. Freqüentemente os terrenos constituídos pelos diques marginais consistem nas áreas melhor drenadas quando comparadas com a retro-área das planícies de inundação da Bacia do Abunã. Neste trecho, o rio Madeira recebe águas apenas de

pequenos tributários com vazão muito reduzida, onde se destacam apenas o igarapé Castanho, que drena grande parte da planície do Abunã e o rio São Simão.

Este trecho foi submetido à intensa garimpagem aluvionar em busca de ouro nas décadas de 80 e 90, sendo que nos dias atuais está atividade está restrita a algumas dezenas de dragas dispersas em sítios mais favoráveis, enquanto que a garimpagem manual está praticamente erradicada.

✓ **Setor 2: Mutum-Paraná - Jirau**

O Setor 2, compreendido entre as localidades de Mutum-Paraná e a Cachoeira do Jirau, está embasado por arenitos ortoquartzíticos da Formação Mutum-Paraná; arenitos arcoseanos da Formação Palmeiral e Granitos Rondonianos. Estas litologias, por sua vez, foram submetidas a um prolongado período de intemperização sob clima úmido e/ou semi-úmido ao longo do Cenozóico, gerando mantos de alteração muito espessos e, freqüentemente, sotopostos a estes, foram desenvolvidos perfis lateríticos imaturos, numa fase posterior e mais avançada de intemperização das rochas. O rio Madeira apresenta, uma direção principal SW-NE, sendo desviada, ocasionalmente, por cotovelos estruturais ou amplos arcos de curvatura do rio (sem caracterizar meandros), conferindo uma direção secundária N-S. Um forte controle estrutural ainda está claramente impresso na rede de drenagem, todavia não foram identificados níveis de base locais entre a corredeira Caldeirão e o salto Jirau, excetuando-se alguns travessões na margem esquerda da ilha Mutum-Paraná.

A partir de ambas as margens do rio Madeira, desenvolvem-se extensas superfícies aplainadas, conferindo um grau de senilidade do relevo, aliás, comum a toda área de estudo. Na margem esquerda, o pediplano encontra-se pontilhado por *inselbergs* (ora montes e *hillocks* rochosos de granitos, ora platôs elevados sustentados pelos arenitos ortoquartzíticos). Na margem direita, as vastas superfícies aplainadas encontram-se, ora interrompidas por pequenos agrupamentos de colinas e morros, ora, por platôs restritos sustentados pelos arenitos da Formação Palmeiral e por carapaças ferruginosas que capeiam tais platôs, formando cornijas.

Destaca-se ainda, bastante próximo à margem esquerda do rio, um alinhamento de morrotes que demarca um importante lineamento estrutural na região. Este lineamento cruza o rio Madeira justamente no salto Jirau. Este lineamento, aqui denominado de Lineamento Jirau, consiste a evidência mais importante dos processos neotectônicos implantados em escala regional, produzindo uma crista de morrotes alinhados e o próprio salto Jirau. Fundamentado neste exemplo, sugere-se que a maior parte dos *knickpoints* detectados ao longo do perfil

longitudinal do rio Madeira tenham sido originados por reativações neotectônicas de antigos planos de falha.

A ocupação humana é inexpressiva, assim como o fenômeno de terras caídas. Nota-se, contudo, o desenvolvimento espraiado de arenitos ferruginizados no leito do canal e nas barrancas.

O padrão de sedimentação no leito do canal apresenta ainda longas e estreitas barras arenosas longitudinais ao longo das margens convexas do rio e esparsas ilhas fluviais, destacando-se a ilha de Mutum-Paraná e a ilha do Avião. As planícies de inundação são exíguas. Os diques marginais, por sua vez, são menos presentes. Neste trecho, o rio Madeira recebe águas de tributários mais caudalosos, tais como os rios Mutum-Paraná, São Lourenço e o igarapé Jirau.

A atividade garimpeira também está presente, concentrada em algumas áreas mais favoráveis.

✓ **Setor 3: Jirau - Caldeirão**

Este setor, compreendido entre os níveis de base local do salto Jirau e da corredeira Caldeirão, consiste num curto trecho do rio Madeira, onde se verifica um intenso controle estrutural comandado pelo lineamento Jirau, já mencionado anteriormente.

O padrão de canal é retilíneo a anastomosado rochoso (este, junto aos knickpoints), assumindo uma direção geral SW-NE, truncado por cotovelos estruturais e apresentando, freqüentemente, margens rochosas constituídas pelo granito sub-vulcânico. Esta litologia também aflora nos *kinckpoints* de Jirau e Caldeirão. Em algumas elevações circundantes ocorrem arenitos e conglomerados da Formação Palmeiral.

Neste setor, o gradiente do perfil longitudinal é muito elevado, sugerindo reativações neotectônicas. Este perfil longitudinal, com alta declividade local, irá se refletir no padrão de sedimentação local, pois devido à alta energia cinética do rio, não há condições para a deposição de sedimentos aluviais, mesmo em forma de barras longitudinais. Planícies de inundação, praticamente, não ocorrem neste curto trecho.

Um relevo regional movimentado vislumbra-se a partir de ambas as margens do rio Madeira, com ocorrência disseminada de *inselbergs*, agrupamentos de colinas e morros e o extenso alinhamento de morrotes do lineamento Jirau (Figura 17).



Figura 17. Alinhamento de morrotes dissecados do lineamento Jirau cruzando o rio Madeira junto ao salto Jirau.

Este trecho é, praticamente, desabitado e não apresenta erosão fluvial. Formações de arenitos ferruginizados (mucururus) e diques marginais também são inexistentes nesta área, assim como afluentes expressivos.

✓ **Setor 4: Caldeirão - Morrinhos**

O Setor 4, estabelecido entre os níveis de base locais de Caldeirão e Morrinhos, está embasado por arenitos arcoseanos da Formação Palmeiral e Granitos Rondonianos, capeados, por sua vez, por mantos de alteração muito espessos e, freqüentemente, sotopostos a estes, perfis lateríticos imaturos de espessura decamétrica. O rio Madeira apresenta uma direção principal SW-NE, com mudanças de direção promovidas por longos arcos de curvatura do rio, numa configuração morfológica semelhante a meandros abertos. Nota-se, partir de Caldeirão, em direção a jusante, um menor controle estrutural na rede de drenagem. Não foram identificados níveis de base locais entre a corredeira Caldeirão e os travessões de Morrinhos.

A partir de ambas as margens do rio Madeira, desenvolvem-se extensas superfícies aplainadas, proporcionando um caráter monótono ao relevo, fato este que pode ser estendido regionalmente. Entretanto, relevos residuais que se espraiam sobre o pediplano, quebram tal

monotonia, podendo ser constituídos por *hillocks* e *tors* graníticos ou colinas tabulares e baixos platôs lateríticos.

A característica mais destacada neste trecho do rio Madeira consiste na alternância de pontos de estrangulamento e alargamento da calha do rio. Tais estrangulamentos, controlados por cabos rochosos graníticos, regem a dinâmica de sedimentação aluvial no leito do rio e os processos de erosão fluvial, sendo que os fenômenos de terras caídas tornam-se muito mais freqüentes a partir deste trecho.

O padrão de sedimentação fluvial difere sensivelmente daquele que foi analisado a montante do salto Jirau. As barras longitudinais ancoradas nas margens convexas do rio tornam-se menos freqüentes. Por outro lado, registra-se o desenvolvimento de grande número de ilhas fluviais na calha do rio Madeira, situadas nas porções mais alargadas e de menor competência fluvial do rio. Tais ilhas exibem diversos formatos e uma notável morfodinâmica, demonstrando uma complexa dinâmica de transporte, deposição e remobilização de sedimentos na calha do rio Madeira.

A ocupação humana torna-se bastante expressiva, com o aparecimento de fazendas com pastagens na beira do rio, geralmente destruindo a mata ciliar. O fenômeno de terras caídas torna-se significativo com a exposição de extensas falésias fluviais em barrancas. Este incremento da erosão fluvial decorre de dois fatores associados: desmatamento das matas ciliares, expondo as barrancas à erosão laminar e o conseqüente solapamento (Figura 18); e à maior sinuosidade do canal promovendo um recuo lateral de algumas margens côncavas. O processo de migração das ilhas fluviais pode acentuar tal processo. Os arenitos ferruginizados e os diques marginais tornam-se pouco expressivos, contudo, as planícies de inundação e os terraços fluviais estão mais desenvolvidos. Neste trecho, o rio Madeira recebe águas de tributários mais caudalosos, tais como os rios Jaci-Paraná e Caracol e os igarapés Azul e Maparaná.



Figura 18. Barranca desmatada do rio Madeira com terracetes de pisoteio e marcas de erosão laminar e solapamentos. Situa-se na margem esquerda do rio Madeira, entre a corredeira Morrinhos e a foz do rio Jaci-Paraná.

✓ **Setor 5: Morrinhos - Teotônio**

O Setor 5, situado entre os níveis de base locais de Morrinhos e Teotônio, está sustentado pelo embasamento polimetamorfizado do Complexo Jamari e Granitos Rondonianos. Mantos de alteração muito espessos capeiam estas rochas e, freqüentemente, sotopostos a estes, perfis lateríticos imaturos que dominam grandes extensões junto à calha do rio Madeira.

A direção preferencial SW / NE continua se mantendo ao longo deste trecho do rio Madeira, apresentando um padrão retilíneo alternado com meandros abertos de longo raio de curvatura, quando percorre extensos trechos sinuosos por entre os baixos platôs lateríticos. Neste segmento, o rio Madeira consiste num canal imprensado pelas ombreiras das vertentes declivosas das colinas e baixos platôs que margeiam o rio. Não foram identificados níveis de base locais entre os travessões de Morrinhos e a cachoeira Teotônio.

Na margem direita do rio Madeira, desenvolvem-se extensas superfícies aplainadas, pontilhadas por baixos platôs lateríticos, principalmente, próximo à calha do rio Madeira. Na sua margem esquerda, registram-se extensas áreas planas de antigos terraços fluviais.

Em prosseguimento ao setor anterior, destaca-se a alternância de pontos de estrangulamento e alargamento da calha do rio. Este processo acentua-se com a formação de embaíamentos e sacos fluviais. Os referidos estrangulamentos, controlados por cabos rochosos graníticos ou afloramentos de arenitos conglomeráticos ferruginizados, regem a dinâmica de sedimentação aluvial no leito do rio e os processos de erosão fluvial (Figura 19). A erosão fluvial mantém-se muita ativa neste setor, com a exposição de amplas barrancas com falésias fluviais (Figura 20). Considera-se, portanto, que o padrão de sedimentação fluvial aqui caracterizado é similar ao analisado no setor Caldeirão-Morrinhos.



Figura 19. Estrangulamento do rio Madeira produzido por cabo rochoso, conforme observado no canto noroeste da foto. À direita, o rio Madeira encontra-se bem mais amplo. Foto obtida do alto de um platô laterítico junto à margem esquerda do rio Madeira, a jusante da corredeira Morrinhos.



Figura 20. Falésias fluviais da margem esquerda do rio Madeira a jusante da corredeira Morrinhos. A erosão fluvial, neste trecho, manifesta-se em grande extensão, através do progressivo solapamento da base das margens em talude (barrancas), gerando o fenômeno de "terras caídas".

A ocupação humana é bastante expressiva, com a consolidação de fazendas de pecuária na beira do rio, numa área relativamente próxima a Porto Velho. Os fenômenos de erosão fluvial, ressaltados no setor Caldeirão-Morrinhos repetem-se entre Morrinhos e Teotônio e ainda são agravados pelo desmatamento indiscriminados das vertentes íngremes das colinas tabulares e platôs lateríticos situados às margens do rio Madeira apresentando, localmente, erosão laminar severa (Figura 21).



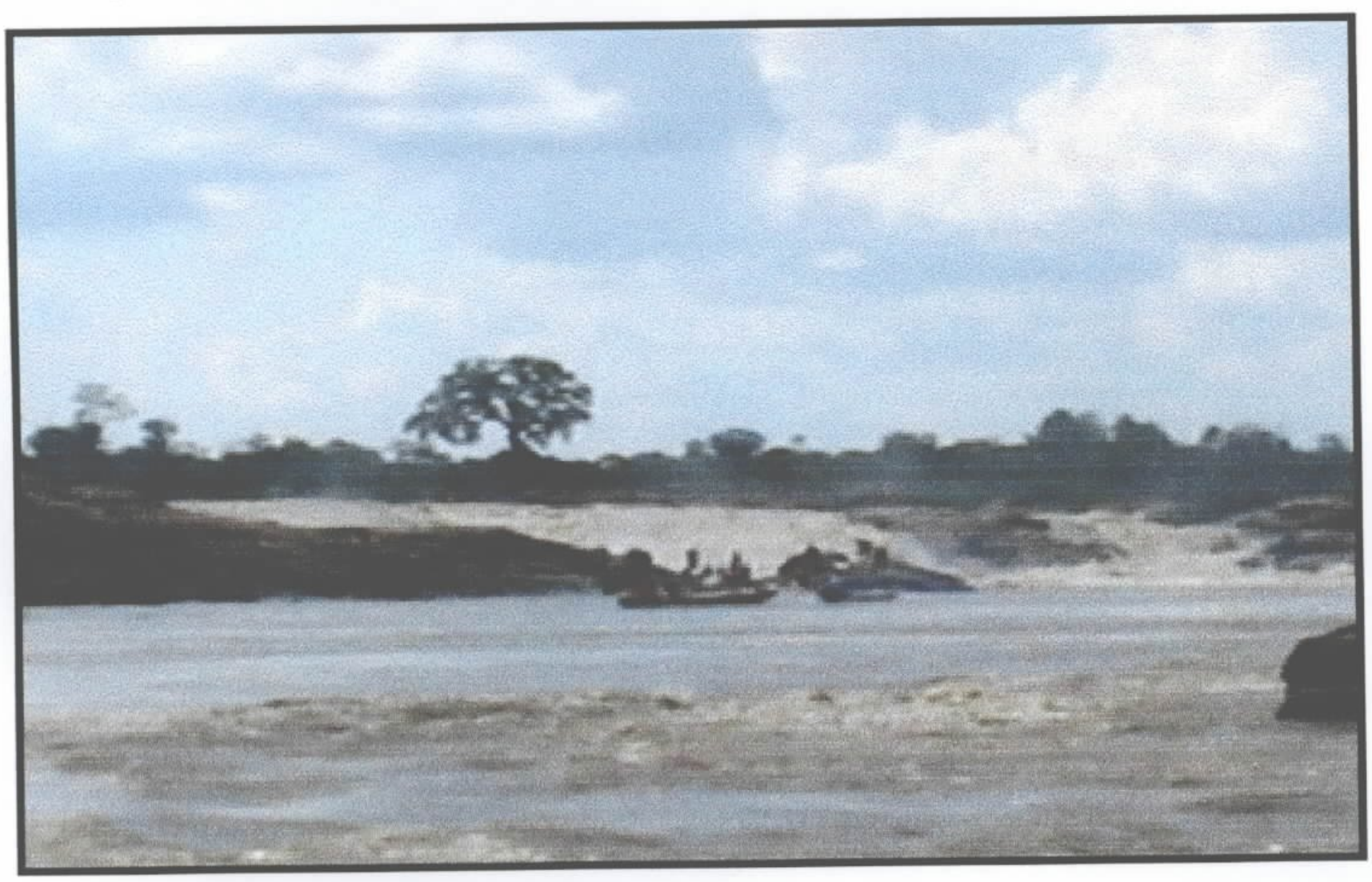
Figura 21. Vertente íngreme de platô laterítico desmatada e com solo exposto, acelerando os processos de erosão superficial. Local: margem esquerda do rio Madeira entre Morrinhos e Teotônio.

✓ Setor 6: Teotônio - Porto Velho

O Setor 6, distribuído entre a cachoeira Teotônio e a cidade de Porto Velho, sustenta-se pelo embasamento polimetamorfizado do Complexo Jamari e Granitos Rondonianos, que afloram próximo às margens do rio Madeira. As litologias identificadas apresentam espessos mantos de intemperismo, freqüentemente, capeados por perfis lateríticos imaturos.

O rio Madeira apresenta um padrão de canal retilíneo com uma direção principal SW-NE, sendo desviada, ocasionalmente, por cotovelos estruturais ou amplos arcos de curvatura do rio (sem caracterizar meandros), conferindo uma direção secundária N-S. Ainda observa-se um nítido controle estrutural, principalmente no trecho situado entre a cachoeira Teotônio e a corredeira Santo Antônio.

A cachoeira Teotônio, juntamente com o salto Jirau, representam os dois mais importantes knickpoints em toda a área de estudo, sendo os únicos intransponíveis à navegação fluvial de pequenas a médias embarcações. A cachoeira Teotônio é constituída por dois imponentes degraus que perfazem um desnivelamento total de aproximadamente 15 metros. Excetuando-se o salto Jirau, nenhum outro nível de base local promove tamanho desnível, produzindo apenas corredeiras e travessões no leito do rio Madeira (Figura 22).



Na margem direita do rio Madeira, desenvolvem-se superfícies aplainadas dissecadas por uma rede de drenagem de baixa densidade. Esta superfície apresenta, esporadicamente, morrotes graníticos, como observado na calha do rio Madeira. Na sua margem esquerda, estendem-se os antigos terraços fluviais, já mencionados no setor Morrinhos-Teotônio.

A alternância de pontos de estrangulamento e alargamento da calha do rio prossegue entre Teotônio e Santo Antônio. A baía de Teotônio e suas duas ilhas fluviais, formadas a jusante da cachoeira homóloga, demonstram o peculiar aspecto da morfologia do rio Madeira e seu padrão de sedimentação, que se estende desde a corredeira Caldeirão até a corredeira Santo Antônio.

Apesar de estar situado nas cercanias de Porto Velho, o trecho do rio Madeira entre Teotônio e Santo Antônio encontra-se esparsamente ocupado, talvez devido à dificuldade de acesso. Entretanto, a erosão fluvial ainda é bastante ativa. Um fato novo neste setor do rio Madeira é o surgimento de espessas bancadas de arenitos ferruginosos nas barrancas do rio, retardando, ou mesmo, impedindo a migração lateral o canal, devido a sua elevada resistência a abrasão fluvial. Estas bancadas de arenitos estendem-se a jusante de Porto Velho por vários quilômetros (Figura 23).

A jusante da corredeira de Santo Antônio, o rio Madeira vai se distanciando do Alto Estrutural Porto Velho - Guajará-Mirim, sendo que a partir deste ponto, os afloramentos rochosos de rochas pré-cambrianas tornam-se cada vez mais raros. Por outro lado, as planícies de inundação próprias de um rio maduro, distribuem-se por áreas cada vez mais extensas e o vale do Madeira perde seu típico aspecto encaixado, presente em toda a área de estudo, independente de que o padrão de seu canal mantenha-se retilíneo, seguindo o megalineamento Madre de Dios - Itacoatiara.



8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A Bacia do rio Madeira, no trecho compreendido entre a Cachoeira do Jirau e a cidade de Porto Velho apresenta características similares aquelas analisadas no segmento Abunã – Cachoeira do Jirau. Verifica-se um amplo predomínio das vastas superficies aplainadas a partir de sua margem direita, predominando uma morfologia plana ou pouco movimentada, com altitudes modestas, pontilhados por relevos residuais constituídos por platôs lateríticos ou agrupamentos de colinas e morros dissecados ou tabulares, por *hillocks* e *tors* graníticos. Estas feições residuais destacam-se 30 a 60 metros acima da superficie regional pediplanada e/ou etchplanada. Por sua vez, pela margem esquerda do rio Madeira foram depositados, por extensões muito amplas, antigos terraços fluviais que formam, por vezes, o divisor rebaixado Madeira - Purus.

A implantação da UHE Santo Antônio, do mesmo modo que a UHE Jirau, apresenta diversos aspectos positivos e negativos no que tange aos condicionantes geológico-geomorfológicos, conforme demonstrado no presente estudo e que serão abordados a seguir.

A localização deste segmento do rio Madeira no Alto Estrutural Porto Velho - Guajará Mirim propicia o desenvolvimento de um trecho do perfil longitudinal do rio Madeira com elevado gradiente, ocorrência de níveis de base locais e um canal de padrão retilíneo e encaixado com inflexões de meandros e cotovelos estruturais. Essas características da morfologia do canal refletem um marcante controle estrutural imposta ao canal.

A incidência destas condições favorece a construção de hidrelétricas com alto potencial energético e reservatórios de dimensões reduzidas, gerando um baixo impacto ambiental. Entretanto, essas mesmas condições apresentadas neste trecho do rio Madeira favorecem, por outro lado, o trânsito de sedimentos ao longo do perfil longitudinal do canal.

Devido tais condições, esparsas planícies de inundação foram estabelecidas ao longo do segmento em análise gerando um cenário adverso para a estocagem de sedimentos, pois a competência do canal é muito expressiva. Assim sendo, o transporte de sedimentos será, inexoravelmente, bloqueado pelas barragens das hidrelétricas, reduzindo o tempo de vida útil das mesmas.

Todavia, entre Caldeirão e Santo Antônio, controles litológicos ou lito-estruturais (cabos rochosos e níveis de base locais) exercem uma peculiar influência na configuração morfológica do rio Madeira, através da geração de uma sucessão de estrangulamentos e alargamentos da calha do rio Madeira. Esta configuração irregular afeta a dinâmica de transporte, retenção e remobilização de sedimentos ao longo do leito do rio, onde a energia cinética do rio (velocidade

do fluxo d'água) é a variável-chave. A resultante mais visível é a formação de ilhas fluviais em porções de mais reduzida competência fluvial (capacidade de transporte de sedimentos).

Ao se observar esta dinâmica natural do rio Madeira, torna-se possível presumir o impacto da introdução de um barramento artificial no balanço de sedimentos ao longo de seu perfil longitudinal, corroborando com a hipótese de estocagem de sedimentos a montante da barragem.

Por outro lado, a despeito da contribuição de sedimentos advindos de tributários locais (rios e igarapés de águas claras ou pretas, que apresentam baixa descarga sólida); do desbarrancamento de margens em talude do rio Madeira (fenômeno de "terras caídas") e da erosão laminar decorrente de áreas desmatadas próximas às margens do rio Madeira, a grande parte da descarga de sedimentos que conflui para o rio Madeira, inquestionavelmente, é proveniente do rio Beni, cuja bacia drena uma expressiva área da Cordilheira dos Andes, submetida a intensos processos erosivos.

Assim posto, a produção e o transporte de sedimentos ao longo da calha do rio Madeira decorre de processos de grande magnitude e que devem ser considerados no projeto de construção das barragens. Da mesma forma, um outro fator que deve ser mensurado é o transporte de biomassa ao longo do canal (principalmente troncos e galhos), em especial, durante as cheias e os eventuais danos imprimidos aos barramentos.

Considerando a grande contribuição do rio Beni sobre o material em suspensão do rio Madeira, é recomendável o acompanhamento permanente das condições climáticas reinantes nas cabeceiras dessa bacia, na vizinha Bolívia, onde a elevação da temperatura provoca um degelo expressivo na cordilheira andina e conseqüentemente o aumento da carga carreada para as drenagens. Essa informação é importante, permitindo prever o afluxo de um maior volume de sedimentos em suspensão, os quais associados à mensuração da velocidade das águas, favorecerá a adoção de medidas prévias que, se existentes, impedirá uma maior deposição de sedimentos, que poderia acelerar o assoreamento da barragem.

Apesar de que tenha sido atestado que a imensa maioria da carga de sedimentos em trânsito no rio Madeira não seja local, é de fundamental importância a preservação da vegetação ciliar ao longo de toda a calha do rio, bem como das matas que recobrem as vertentes declivosas dos baixos platôs lateríticos e de outros relevos residuais. Além disso, deve ser considerada a recuperação das áreas desmatadas, principalmente, os rebordos erosivos marginais ao rio Madeira.

Neste sentido, o impacto da intervenção humana junto às margens do rio Madeira é muito mais intensa no trecho compreendido entre Caldeirão e Porto Velho. A destruição das matas

ciliares, a apropriação de extensas áreas ribeirinhas, incluindo mesmo suas barrancas, para introdução de pastagens e o desmatamento indiscriminado das vertentes íngremes das colinas tabulares e dos rebordos erosivos dos baixos platôs lateríticos, consistem nos principais impactos hidro-erosivos para a calha do rio Madeira. Medidas de recuperação de áreas degradadas pelo desmatamento via recomposição florestal com mata nativa são necessárias em áreas onde os processos erosivos estão mais atuantes. Em contraste, a montante da corredeira Caldeirão, até a localidade de Abunã, a intervenção humana é pouco expressiva.

Com relação à formação do reservatório à montante da barragem, uma atenção especial deve ser conferida às planícies de inundação situadas nas margens do rio Madeira e nos baixos cursos dos cursos tributários, bem como aquelas áreas situadas à retaguarda dos diques marginais, nitidamente mais elevados. Como essas planícies consistem em áreas sazonalmente inundadas, a elevação e estabilização do nível da água do rio Madeira à cota das cheias anuais como conseqüência do barramento das águas, tende a manter as planícies de inundação permanentemente inundadas, incorporando-as ao lago da hidrelétrica.

Neste sentido, os terraços fluviais de presumível idade pleistocênica, que ocupam as extensas áreas planas pela margem esquerda do rio Madeira, representam áreas suscetíveis à inundação prolongada de suas porções mais deprimidas. Embora possam estar acima das cotas normais de cheia do rio, os terraços fluviais apresentam relevo extremamente plano e solos argilosos, dificultando sobremaneira o escoamento das águas pluviais. Num cenário de elevação regional do nível freático, o escoamento pluvial poderá ser ainda mais dificultado, criando novas zonas embrejadas em decorrência da implantação do reservatório da UHE Santo Antônio.

Recomenda-se, portanto, a importância de serem avaliadas criteriosamente as repercussões da elevação permanente do nível freático do rio Madeira sobre todas as áreas baixas marginais.

Etapas de campo complementares na estação chuvosa e no período compreendido entre uma estação de chuvas e o início da estação seca são recomendadas para consolidar as informações levantadas e analisadas pelo presente estudo, principalmente àquelas relacionadas ao processo erosivo fluvial (terras caídas) e das áreas inundáveis, permitindo uma avaliação das informações durante um ciclo hidrológico completo. Devem ser mais bem avaliados ainda os aspectos associados à saturação destes depósitos subatuais a recentes durante o período das chuvas e de como eles respondem a gradativa perda d'água na estação seca, principalmente em seu início, e se este fato possui ou não uma relação mais intima com o fenômeno das terras caídas.

Durante a execução dos trabalhos de campo, ficou patente a preocupação e a desinformação da população quanto aos impactos que a construção da hidrelétrica trará sobre a região afetada e as conseqüências daí advindas. Esta falta de informação, principalmente das comunidades ribeirinhas e das pessoas mais afastadas permite o transito de informações nem sempre fidedignas, divulgando uma imagem negativa do projeto, instalando-se em conseqüência uma frente de rejeição a sua implementação. Recomendamos as empresas responsáveis pelos estudos de viabilidade do aproveitamento hidrelétrico do rio Madeira a elaboração de uma cartilha sobre o projeto, contendo as informações essenciais e as implicações previstas para a bacia do rio Madeira.

Por fim, é inegável a viabilidade ambiental e econômica das UHE's Jirau e Santo Antônio. O grande potencial energético, os impactos ambientais potencialmente reduzidos frente à magnitude da obra e a proposta de integração continental através da expansão da Hidrovia do Madeira para a Amazônia Boliviana credenciam este mega-projeto como um dos mais relevantes para a implantação pelo Governo na área de energia e navegação. Considerando esta combinação favorável de fatores, deve-se centrar atenção no aprofundamento dos estudos ambientais e na análise e solução de diversas variáveis, dentre as quais destaca-se: a quantificação do montante de descarga sólida, o trânsito de sedimentos e o tempo de vida útil das barragens; o dimensionamento do futuro lago, considerando seu impacto nas áreas baixas circunvizinhas; impacto da formação do lago sobre as comunidades de Vila Amazonas, Jaci-Paraná, Mutum-Paraná e Abunã, dentre outras menores e sobre aspectos históricos e culturais, destacando-se o antigo traçado da Estrada de Ferro Madeira-Mamoré (EFMM). Equacionando e superando tais questões, criam-se condições para o pleno sucesso do empreendimento visando a geração de energia e navegação interior.

9. BIBLIOGRAFIA

AB'SABER, A. N. (1972). Participação das depressões periféricas e superficies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro: considerações finais, conclusões. Geomorfologia/USP, 28, São Paulo, p.1-38.

ADAMY, A. & ROMANINI, S. J. (1990). Geologia da região de Porto Velho - Abunã. Brasília, DNPM/CPRM, 273 p.

AMARAL FILHO, Z. P. et al. (1978). Pedologia da Folha SC.20 (Porto Velho). In: Projeto RADAMBRASIL, 16, DNPM, Levantamento dos Recursos Naturais, Rio de Janeiro, p.253-412.

BARROS-SILVA, S. et al. (1978). Vegetação da Folha SC.20 (Porto Velho). In: Projeto RADAMBRASIL, 16, DNPM, Levantamento dos Recursos Naturais, Rio de Janeiro, p.415-562.

BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S. & SOARES Jr., A. V. (2002). Structural Geomorphology of the Brazilian Amazon Region. In: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L. & ROSA-COSTA, L. T. (org.) Contribuições à Geologia da Amazônia, v.3, SBG/NO, Belém/PA, p.245-257.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. & SILVA, J. X. (1965). Pediplanos, Pedimentos e seus Depósitos Correlativos. Boletim Paranaense de Geografia, 16/17, Curitiba, p. 117-151.

BRAUN, O. P. G. (1971). Contribuição a Geomorfologia do Brasil Central. Revista Brasileira de Geografia, IBGE, Rio de Janeiro, 32(3), p.3-39.

BÜDEL, J. (1982). Climatic Geomorphology. Princeton University Press, Princeton, 443p.

COSTA, M. L. (1991). Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências, 21(2), SBG, p.146-160.

CPRM / SUDAM / OEA (2002). Zoneamento Ecológico-Econômico Brasil - Bolívia - Rio Abunã / Vale do Rio Guaporé. CPRM, Porto Velho. 3 v.

HORBE, A. M. C.; HORBE, M. A.; COSTA, M. L. & SUGUIO, K. (2001). A laterização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo - Vila Balbina, Nordeste do Amazonas. In.: In: M. L. Costa &, R. S. Angélica (orgs.). Contribuições à Geologia da Amazônia. v.2, cap.5, FINEP-SBG/NO, Belém/PA, p. 145-176.

IGREJA, H. L. S. & CATIQUE, J. (1997). Análise neotectônica do lineamento de Itacoatiara, centro-leste do Estado do Amazonas. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, Boletim de resumos, SBG- núcleo Brasília, Pirenópolis/GO, p.131-133.

ITERON / SEPLAD. (1999). Geomorfologia. In: Zoneamento Socioeconômico-Ecológico do Estado de Rondônia. Governo do Estado. Porto Velho.

KING, L. C. (1953). Canons of Landscape Evolution. Bulletin of the Geological Society of America, 64, p.721-752

KING, L. C. (1956). A Geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de Geografia, IBGE, Rio de Janeiro, 18(2), p.147-266.

LATRUBESSE, E. (2000). Geomorfologia. In: Zoneamento Ecológico-Econômico Brasil - Bolívia. Eixo Rio Abunã - Vale do Guaporé. SUDAM / OEA / CPRM, Porto Velho, p. 30-40.

MELO, D. P.; COSTA, R. C. R. & NATALI FILHO, T. (1978). Geomorfologia da Folha SC.20 (Porto Velho). In: Projeto RADAMBRASIL, 16, DNPM, Levantamento dos Recursos Naturais, Rio de Janeiro, p.187-254.

QUADROS, M.L.E.S.; SILVA FILHO, E.P.; REIS, M.R. & SCANDOLARA, J.E. (1996). Considerações preliminares sobre a evolução dos sistemas de drenagem dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, Estado de Rondônia. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Anais, SBG/NO, Belém/PA, p.242-245.

RIZZOTTO, G. J.; QUADROS, M. L. E. S.; OLIVEIRA, J. G. F; CASTRO, J. M. R. (2004). Geologia e Recursos Minerais do Entorno de Jirau. Convênio FURNAS / CPRM (no prelo).

SOUZA FILHO, P. W. M.; QUADROS, M. L. E. S.; SCANDOLARA, J. E.; SILVA FILHO, E. P. & REIS, M. R. & (1999). Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 29(4), SBG, p. 469-476.

SOUZA, R. da S. & ARAÚJO, L. M. N. (2001). Análise Geoambiental da Hidrovia do Rio Madeira, Amazônia, Brasil. IV Dialogo Interamericano de gerenciamento de Recursos Hídricos

THOMAS, M. F. (1994). Geomorphology in the Tropics. John Wiley & Sons. 460p.

TWIDALE, C. R. (1998). Antiquity of Landforms: an 'extremely unlikely' concept vindicated. Australian Journal of Earth Sciences, 45, p.657-668.

VAN der HAMMEN, T. & ABSY, M. L (1994). Amazonia during the Last Glacial Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, 109, p.247-261.

YOUNG, R. W. (1983). The time of geomorphological change: evidence from Southeastern Australia. Journal of Geology, 91, p.221-230.

RELATÓRIO SOBRE OS ESTUDOS DE VIABILIDADE PARA APROVEITAMENTOS HIDRELÉTRICOS NO RIO MADEIRA

APROVEITAMENTO HIDRELÉTRICO DO SANTO ANTÔNIO (AHE – SANTO ANTÔNIO)

CAPITULO III

HIDROGEOLOGIA

SUMÁRIO

3.1 INTRODUÇÃO 143
3.2 METODOLOGIA 143
3.3 RECURSOS HÍDRICOS 146
3.4 VULNERABILIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS 147
3.5 TRABALHOS EXECUTADOS 148
3.6 ÁREA DE INFLUÊNCIA INDIRETA (AII) 151
3.7 ÁREA DE INFLUÊNCIA DIRETA (AID) 153
3.8 QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS 158
3.9 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES 161
3.10 BIBLIOGRAFIA 164

FIGURAS ILUSTRATIVAS:

Figura 1 Parâmetros utilizados na avaliação da vulnerabilidade natural de um aqüífero através do método GOD (Modificado de Foster & Hirata 1993) 145
Figura 2 Poço cacimba com precário sistema de bombeamento cadastrado na vila de Jaci-Paraná 148
Figura 3 Sedimentos areno-argilosos da Formação Jaci-Paraná, que compõem o sistema aqüífero intergranular descontínuo livre 154
Figura 4 Detalhe da fratura em litotipo de composição granítica que compõe os aqüíferos fraturados descontínuos livres 156
Figura 5 Gretas de dissecação em sedimentos argilosos classificados como aquícludes, localizados em uma praia no leito do rio Madeira 157
Figura 6 Poço semi-artesiano responsável pelo abastecimento da Escola Bela Vista, localizado a cerca de 15 m de distância da fossa sanitária 160
Figura 7 Fossa sanitária localizada no quintal da Escola Bela Vista, ramal do Jatuarana 160
Figura 8 Valores de condutividade elétrica, obtidos nas águas subterrâneas na área de influência direta 161

3.1 – INTRODUÇÃO

A cartografia hidrogeológica é reconhecida como ferramenta útil no planejamento, desenvolvimento, assim como na gestão e proteção ambiental de quase todos os países do mundo. Conseqüentemente, há inúmeros mapas hidrogeológicos disponíveis que variam principalmente no modo de apresentação, conforme a escala, finalidade e usuário alvo. Como exemplo, pode-se citar o mapa hidrogeológico delimitando áreas de proteção específicas das águas subterrâneas na Dinamarca, devido a importância e a grande utilização desse recurso natural naquele país (Thomsen *et al.*, 2004). A legenda internacional da UNESCO define mapas hidrogeológicos como mapas nos quais são apresentadas as extensões dos aqüíferos junto com quaisquer feições de caráter geológico, hidrogeológico, meteorológico e hidrológico de superficie necessária para propiciar uma boa compreensão da ocorrência de água subterrânea (Mente, no prelo).

Dessa forma, assim como no relatório do empreendimento Jirau, o presente capítulo busca agrupar os diversos tipos de informações geológica, estrutural e hidrogeológica em dois mapas hidrogeológicos distintos compreendendo, respectivsamente, as áreas de influência direta e de influência indireta no entorno do empreendimento Santo Antônio. Além disso, visa estabelecer as áreas naturalmente vulneráveis à alteração da qualidade das águas subterrâneas, através da atividade antrópica; este parâmetro está ilustrado nos mapas de vulnerabilidade natural das águas subterrâneas, apresentados da mesma forma para as áreas de influência direta e indireta do empreendimento Santo Antônio.

3.2 – METODOLOGIA

No mapeamento hidrogeológico das áreas de influência direta e indireta das UHE´s do Rio Madeira foi adotada a metodologia implementada por Mente *et al.* (1989), para mapas de pequena escala (1:1.000.000 ou maior), mapas de média escala (1:200.000 ou maior) e mapas de grande escala (1:200.000 ou menor). Esse método é uma evolução do modelo proposto para a uniformização internacional de legendas para mapas hidrogeológicos (Anon, 1970). Nos produtos gerados são apresentadas as extensões dos aqüíferos, junto com feições de caráter geológico, hidrogeológico e hidrológico de superficie, necessárias para propiciar uma boa compreensão da ocorrência da água subterrânea.

O mapeamento realizado resultou do contrato estabelecido com FURNAS em duas escalas distintas de trabalho, originando um Mapa Hidrogeológico Geral (1:250.000), na área de

influência indireta do entorno Santo Antônio, baseado-se em dados bibliográficos e investigações de campo; e o Mapa Hidrogeológico Específico, em escala 1:100.000 em sua área de influência direta, baseando-se principalmente no levantamento de campo realizado, sendo útil para o planejamento e a condução dos impactos humanos gerados no regime hídrico local, utilizando dados quantitativos e qualitativos (Mente *et al.*, 1989).

De acordo com a metodologia adotada, os aqüíferos investigados foram divididos em aqüíferos intergranulares e aqüíferos fissurais. Nos aqüíferos intergranulares, a capacidade de armazenamento e circulação de água é função da porosidade das rochas sedimentares e dos sedimentos quaternários, enquanto que nos aqüíferos fraturados, a propriedade de armazenamento e circulação da água depende exclusivamente da existência de juntas e fraturas abertas assim como da interconexão entre as mesmas.

Os aqüíferos intergranulares identificados que abrangem extensas áreas e com elevada produtividade são representados em mapa pela cor azul escuro; os aqüíferos granulares com produtividade local (ou descontínuos) e extensos com moderada produtividade são apresentados na coloração azul claro. Os aqüíferos fissurais extensos que apresentam considerável produtividade são apresentados na coloração verde escuro; os aqüíferos produtivos locais ou descontínuos ou extensos e que apresentam baixa produtividade são apresentados na cor verde clara.

Os aqüíferos intergranulares, porém revelando um elevado grau de cimentação, fator este prejudicial para sua capacidade de armazenamento de água, armazenam água em função predominante do seu grau de fraturamento, sendo classificados desta forma como aqüíferos intergranulares/fissurais, sendo concebida uma coloração azul esverdeada para essa unidade.

Os aquitardes, ou seja, unidades geológicas com alguma capacidade de armazenar água, no entanto, com baixíssimos valores de transmissividade são representadas pela cor marrom escura. Os aquífugos, por sua vez, que são unidades geológicas com baixíssima ou nenhuma capacidade de armazenamento de água, foram representados com a cor marrom clara.

Além do mapeamento hidrogeológico, foi produzido ainda, o mapa de vulnerabilidade natural das águas subterrâneas à contaminação nas áreas de influência direta e indireta do empreendimento Santo Antônio. Esse produto deverá ser utilizado durante o processo de remobilização dos moradores das localidades afetadas pela inundação, considerando que este mapa temático permitirá indicar os locais mais propícios para a implantação de novos assentamentos urbanos, onde o impacto sobre a qualidade das águas subterrâneas será menor, favorecendo desta forma a qualidade de vida da população local.

A metodologia adotada para esta segunda modalidade temática foi o modelo GOD, desenvolvido por Foster & Hirata (1993) onde cada letra representa um parâmetro a ser avaliado; sendo "G" (*Groundwater ocurrence*) o tipo de ocorrência da água subterrânea; "O" (*Overall litology of aquiperm)* o litotipo da zona não saturada e "D" (*depth of water)* a profundidade do nível estático. Esses três parâmetros são multiplicados entre si, gerando o índice final de vulnerabilidade para o aqüífero. A (fig. 1) ilustra os parâmetros citados e os índices de vulnerabilidade correspondentes. As modificações introduzidas estão relacionadas à profundidade do nível estático, cujos níveis foram mais bem adaptados para a realidade local, assim como os valores dos sedimentos que constituem a zona não saturada.

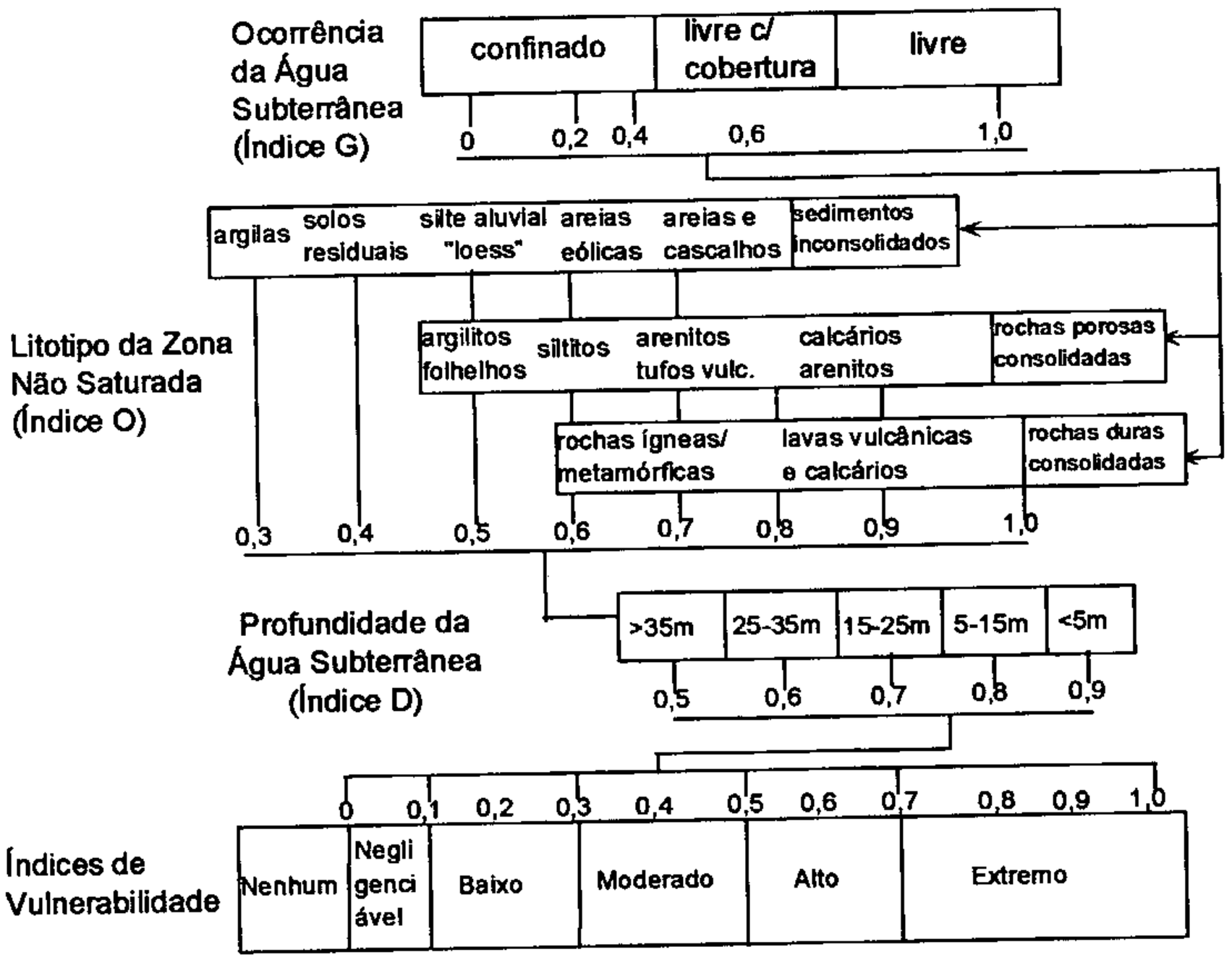


Figura 1 – Parâmetros utilizados na avaliação da vulnerabilidade natural de um aqüífero através do método GOD (Modificado de Foster & Hirata 1993).

3.3 – RECURSOS HÍDRICOS

3.3.1 – Hidrologia

A bacia hidrográfica do Rio Madeira possui uma área de $1,37x10^6$ km^2 sendo a mais importante entre os tributários do Rio Amazonas, representando 23% da totalidade da bacia amazônica. Seus principais afluentes são os rios Beni, Madre de Dios e Mamoré, provenientes da Cordilheira Oriental do Peru e Bolívia, além do Guaporé (Guyot, 1993 *apud* Marques & Adamy, 2000).

O Rio Madeira nasce junto a Vila Nova, correndo para norte por aproximadamente 80 km até receber o Rio Abunã; então, seu curso inflecte para nordeste, seguindo nessa direção até sua foz no Rio Amazonas.

3.3.2 – Hidrogeologia

As informações relativas a poços tubulares na região investigada são bastante precárias, consistindo fundamentalmente dados como profundidade e vazão de exploração, não havendo dados sobre perfis litológicos, testes de bombeamento e capacidade específica dos poços (Morais, 1998). Na sede do município de Porto Velho, apesar do grande número de poços perfurados, estes se encontram mal distribuídos ao longo do principal aqüífero que os abastece, além disso muitas das informações dos perfis litológicos são pobres em qualidade técnica (Campos, 1999).

Para serem obtidos dados geológicos/hidrogeológicos relativos aos principais sistemas aqüíferos da região foi realizada uma campanha de campo onde foram cadastrados diversos poços cacimba ao longo da BR-364 até a localidade de Jaci-Paraná, assim como na margem esquerda do rio Madeira ao longo dos ramais da Jatuarana e Morrinhos. Os poços cadastrados, assim como suas principais informações relacionadas encontram-se ilustrados na Tabela 1.

3.3.2.1 – Sistemas Aqüíferos

Um sistema aqüífero é definido por um conjunto de características geométricas (forma, limites, contatos, etc.) e fisicas (transmissividade, permeabilidade, coeficiente de armazenamento, etc.). Os sistemas aqüíferos da área investigada foram definidos tendo como base a litologia, a estrutura e a permeabilidade (tipo e ordem de grandeza). A partir da definição

da estrutura de cada sistema aqüífero e de seus limites, baseada no comportamento hidrogeológico das litologias predominantes, obteve-se uma compartimentação hidrolitológica entre os diversos aqüíferos intergranulares e aqüíferos fissurais.

3.4 – VULNERABILIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

O conceito inicial de vulnerabilidade das águas subterrâneas foi originalmente definido na França por Margat (*apud* Vrba & Zoporozec, 1994) e o termo tem sido quase sempre relacionado à contaminação de aqüíferos.

A idéia de descrever diversos graus de vulnerabilidade das águas subterrâneas em relação as cargas contaminantes, como função das condições hidrogeológicas locais, através de mapas, foi concebida como um esforço em criar consciência do perigo da contaminação desse recurso natural; pois a visualização fornecida pelos mapas provou ser a maneira mais eficiente de ilustrar as informações de uma área (Melo Junior, 2002).

Apesar do conceito de vulnerabilidade ter sido desenvolvido há mais de três décadas, ainda não há um consenso no que diz respeito ao seu conhecimento e aceitação (Melo Junior, 2002). Uma das primeiras definições encontradas na literatura é a de Albinet & Margat (*apud* Vrba & Zoporozec, 1994). Segundo esses autores, a vulnerabilidade de um aqüífero seria a possibilidade de percolação e difusão de contaminantes superficiais nos níveis freáticos, sob condições naturais. Por sua vez, Olmer & Rézac (*apud* Vrba & Zoporozec, 1994) sugeriram que a vulnerabilidade das águas subterrâneas seria "o grau de risco, determinado pelas condições naturais, independente das fontes de poluição presentes". Segundo os autores, a vulnerabilidade na zona não saturada depende da permeabilidade vertical enquanto que, no aqüífero, depende do gradiente hidráulico e da velocidade do fluxo subterrâneo.

Villumsen *et al.* (*apud* Vrba & Zoporozec, 1994) classificaram como vulnerabilidade das águas subterrâneas "o risco de substâncias químicas usadas ou dispostas sobre ou próximo à superfície do terreno influenciarem a qualidade das águas subterrâneas".

Foster (1987) apresentou uma definição baseada no risco de contaminação das águas subterrâneas, considerando a interação entre a vulnerabilidade natural de um aqüífero e a carga contaminante que é, ou será, aplicada ao ambiente como resultado da atividade humana. O autor utilizou o termo "vulnerabilidade à poluição do aqüífero" para representar as características intrínsecas que determinam a sensibilidade de várias partes de um aqüífero a ser adversamente afetado por uma carga contaminante.

3.5 – TRABALHOS EXECUTADOS

Durante a campanha de campo do empreendimento Santo Antônio foram cadastrados cerca de trinta poços do tipo cacimba (fig. 2), além de uma nascente natural de água subterrânea nas margens do rio Madeira, mais precisamente, na cachoeira do Teotônio. Da mesma forma, foram caracterizados os principais litotipos que constituem os aqüíferos, aquitardes e aquifugos da região.

O cadastramento dos poços tipo cacimba ou amazonas consistiu na sua localização geográfica através de equipamento GPS, da obtenção do nível estático através de medidor de nível e da tentativa de obter o perfil geológico aproximado do material retirado durante a construção do poço. Todos os dados levantados durante o cadastro dos poços encontram-se na Tabela 1.

A caracterização dos litotipos consistiu em identificar as estruturas geradas nas rochas capazes de armazenar água, como fraturas, cavernas, dolinas, assim como avaliar suas dimensões e seu grau de penetração em subsuperficie.



Figura 2 – Poço cacimba com precário sistema de bombeamento cadastrado na vila de Jaciparaná.

3.5.1 – Sistemas Hidrogeológicos

Os sistemas hidrogeológicos correspondem à relação entre os sistemas aqüíferos e as unidades litoestratigráficas, buscando associar as diversas unidades geológicas com as mesmas características hidráulicas e capacidade de armazenamento de água. Os principais sistemas hidrogeológicos intergranulares e fissurais das áreas de influência direta e indireta do empreendimento Santo Antônio foram compartimentados em: Aqüíferos Intergranulares Descontínuos Livres (Aidl); Aqüíferos Intergranulares Descontínuos Livres a Semiconfinados (Aidlsc); Aqüíferos Intergranulares/Fraturados Contínuos, Livres (Aifcl); Aqüíferos Fraturados Descontínuos, Livres (Afdl); Aqüíferos Locais Restritos as Zonas Fraturadas (Alrzf); Aqüicludes (Aqc) e Aqüífugos (Aqg).

Poço	UTM N	UTM E	Proprietário	Endereço	Nível Estático (m)	Profundidade (m)	CE (mS/cm)
40	9031516	393279		Início Estr. Jatuarana	5,90		19,62
41	9031506	390836		Estr. Jatuarana	1,95	9,00	56,1
42	9031571	389770		Estr. Jatuarana	3,30	40,00	31,6
43	9031516	385678		Estr. Jatuarana	1,70		26,3
44	9030411	381461	Restaurante da D. Francisca	Estr. Jatuarana	7,90	14,00	69,6
45	9028330	379480	Fazenda c/ barragem Poço Enterrado	Estr. Jatuarana			
46	9026863	378243		Estr. Jatuarana	3,50	12,00	109,1
47	9022949	373819		Estr. Jatuarana	10,30	12,00	26,4
48	9019354	370141		Estr. Jatuarana	0,30		57,1
49	9017826	369735	Escola Bela Vista	Estr. Jatuarana	0,20	48,00	59,9
50	9012192	368083		Estr. Jatuarana	8,30	11,00	9,46
51	9010427	364097			0,30	8,00	29
52	9012692	361664	Maria da Conceicão Cabral		0,40	9,00	28,8
53	9007792	360920	Francisco de Araújo		1,60	2,50	29,7
54	9006866	351899	D. Germania		1,70	6,00	
55	9005122	350686	Ismael dos Santos		2,60	4,10	81,9
56	9004093	351367	Maria das Graças		10,10	12,00	109
57	9023058	396697	UNIR	BR-364 Km 10			154,6
58	9016233	394462	Valdino Santo Coelho	BR-364	5,00	8,00	24
59	9015173	394032			2,60	8,00	39,8
60	9008549	389781	Antenor Mariano	BR-364	1,86	4,00	45,3
61	8996935	384188	Florinda Macedo	Escola na BR-364	10,20	12,00	17,19
62	8992681	378223	Pedreira do Coelho	BR-364	3,20		58,7
63	8987046	368116	Bar da Eulália	BR-364	2,60	6,00	16,54
64	8980019	352256	xxxxxxxxxxxxxxx	xxxxxxxxxxxxxxx	2,65	5,00	40,6
65	8982418	354109	xxxxxxxxxxxxxxx	xxxxxxxxxxxxxxx	14,60	xxxxxxxxxxxxx	
66	8982406	358524	xxxxxxxxxxxxxxx	xxxxxxxxxxxxxxx	10,85	xxxxxxxxxxxxx	
67	8983222	361080	João Trajano	BR-364	5,40	13,00	118,9
68	9014870	389598	Vila Madeira Mamoré L-25	Estr. Cach. Teotônio	8,20	xxxxxxxxxxxxx	24,5
69	9020213	383311	Mario Ferreira Santos	Cach. Teotônio	1,40	8,00	74,3
70	9020108	383352	Rosimeire Marques Silva	Cach. Teotônio	3,26	5,00	96,1
71	9019894	383528	Nascente	Falésia na margem do rio Madeira	xxxxxxxxxxxx	xxxxxxxxxxx	7,35

Tabela 1 – Principais dados obtidos durante o cadastramento de poços.

3.6 – ÁREA DE INFLUÊNCIA INDIRETA (AII)

3.6.1 – Mapa Hidrogeológico

O mapa hidrogeológico da Área de Influência Indireta esta representado na escala 1:250.000 (anexo 22), onde estão ilustradas as principais unidades armazenadoras de água subterrânea. Este mapa foi obtido de produtos pré-existentes como o mapa geológico (Scandolara *et al*, 1996) e o mapa hidrogeológico de Rondônia (Morais, 1998) sendo identificadas as seguintes unidades:

– Aqüíferos Intergranulares Descontínuos Livres (Aidl)

Correspondem aos sedimentos terciários da Formação Jaci-Paraná compostos por terraços arenosos e sedimentos aluvionares recentes também de composição predominantemente arenosa. Esta unidade pode ser considerada como representativa dos melhores aqüíferos da região.

– Aqüíferos Intergranulares Descontínuos Livres a Semi Confinados (Aidlsc)

Essa unidade é representada pelos pediplanos argilo-silto arenosos da Formação Jaci-Paraná e sedimentos aluvionares indiscriminados. São aqüíferos que não fornecem vazões semelhantes aos aqüíferos intergranulares descontínuos livres, devido a presensa de argila.

– Aqüíferos Intergranulares/Fraturados Contínuos, Livres (Aifcl)

Correspondem aos litotipos da Formação Palmeiral, compostos predominantemente por arenitos ortoquartzíticos e paraconglomerados fortemente cimentados. Essa cimentação confere um caráter de rocha cristalina a esta unidade, cuja percolação de água se dá principalmente nas fraturas e vênulas geradas pela tectônica imposta ao seu arcabouço.

– Aqüíferos Locais Restritos as Zonas Fraturadas (Alrzf)

Corresponde às rochas vulcânicas ácidas inseridos na Suíte Intrusiva Serra da Providência, bem como aos basaltos de composição vulcânica básica (Adamy & Romanini, 1990).

A permeabilidade desse sistema é variável, comumente baixa; no entanto, os poços que exploram estes aqüíferos apresentam produtividade média maior que aqueles que exploram os aqüíferos fraturados descontínuos, livres.

– Aqüíferos Fraturados Descontínuos, Livres (Afdl)

Correspondem às fraturas abertas existentes nas rochas ortognáissicas de composição granítica do Complexo Jamari. Freqüentemente estes sistemas aqüíferos são ampliados pela ocorrência de uma cobertura de sedimentos coluvionares constituída por materiais detríticos argilo-arenosos, com espessura variável, podendo chegar a 40 m (Adamy & Romanini, 1990). A Suíte Intrusiva Alto Candeias, assim como a Suíte Intrusiva Teotônio, também compõem esse sistema aquífero, sendo compostos, principalmente, por granitos porfiríticos de granulação média a grossa.

– Aqüífugos (Aqg)

São caracterizadas por litotipos pouco favoráveis ao armazenamento de água subterrânea, além de apresentarem um relevo bastante acidentado (Adamy & Romanini, 1990), o que dificulta ainda mais a infiltração. Correspondem aos sills basálticos da Formação Nova Floresta. Enquadram-se ainda nesta compartimentação as coberturas detrito-lateríticas e os lateritos maturos da Formação Solimões, os lateritos imaturos mosqueados e concrecionários da Formação Jaciparaná, as rochas das Suítes Intrusivas São Lourenço-Caripunas e Rondônia, as rochas da Suíte Metamórfica Rio Crespo e finalmente, as rochas da Suíte Intrusiva Santo Antônio.

3.6.2 – Mapa de Vulnerabilidade

O método GOD, desenvolvido por Foster & Hirata (1993) utiliza três parâmetros para determinar a vulnerabilidade natural das águas subterrâneas, quais sejam o tipo de aqüífero (Índice G), o litotipo da zona não saturada (Índice O) e a profundidade do nível estático (Índice D). Para cada parâmetro é atribuído um valor que, quando multiplicados entre si, fornecem o índice de vulnerabilidade final para o aqüífero investigado (Melo Junior, 2002).

Na área de influência indireta, o tipo de aqüífero (Índice G) e o litotipo da zona não saturada (Índice O) foram caracterizados principalmente através da unidade geológica

identificada no local, uma vez que, não foi possível realizar sondagens ao longo de uma área tão extensa. A profundidade do nível estático (Índice D) foi obtida através de modelamento matemático, por meio do método de krigagem, com o qual alcançaram-se valores para a efetivação do modelo.

Foram identificados, portanto, índices de vulnerabilidade de baixo a moderado, na porção norte-sul da área de influência indireta, passando a moderado em sua porção oeste.

3.7 – ÁREA DE INFLUÊNCIA DIRETA (AID)

3.7.1 – Mapa Hidrogeológico

O mapa hidrogeológico da Área de Influência Direta do empreendimento Santo Antônio está apresentado na escala 1:100.000, onde se delineiam as principais unidades armazenadoras de água subterrânea. Este mapa foi elaborado principalmente através do levantamento de campo realizado, quando foram identificados os litotipos, assim como as principais estruturas capazes de armazenar água nas rochas, além do cadastramento de poços amazonas, os quais nos permitiram identificar as unidades hidrogeológicas a seguir descritas:

– Aqüíferos Intergranulares Descontínuos Livres (Aidl)

Essa unidade corresponde aos sedimentos quaternários arenosos inconsolidados e aos depósitos da Formação Jaci-Paraná constituídos por terraços arenosos, todos com origem aluvionar (fig. 3). Estes sedimentos mal selecionados apresentam granulometria variando de cascalho a argila, com caráter inconsolidado a pouco consolidado. Esse sistema aqüífero ocorre de forma mais ampla na margem esquerda do rio Madeira, desde a proximidade da cachoeira do Santo Antônio até logo após a cachoeira Morrinhos, apresentando forma alongada com sentido NE-SW. Ocorre ainda na margem direita do mesmo rio ao longo de uma parte da BR-364 entre a sede do município de Porto Velho e a vila de Jaci-Paraná (Mapa de vulnerabilidade da AID). Este sistema aqüífero é o principal responsável pelo abastecimento de água da população local, tanto na zona urbana como na zona rural de Porto Velho; sendo que em ambas, ocorem geralmente através de poços amazonas. De uma maneira geral, esse sistema aqüífero apresenta as melhores vazões da área investigada; no entanto, nos únicos poços onde os proprietários possuíam este tipo de dado, esta vazão encontra-se limitada entre 0,5 a 1,3 m^3/h, o que deve se

dar principalmente em função da precariedade do equipamento de bombeamento utilizado (fig. 2).



Figura 3 - Sedimentos areno-argilosos da Formação Jaci-Paraná, que compõem o sistema aqüífero intergranular descontínuo livre.

– Aqüíferos Intergranulares Descontínuos, Livres a Semiconfinados (Aidlsc)

Correspondem aos sedimentos da Formação Jaciparaná compostos principalmente por pediplanos argilo-siltosos com areia assim como a sedimentos aluvionares indiscriminados. Os sedimentos variam de areia fina a média por vezes conglomeráticas com algum teor de argila, geralmente sendo cobertos por uma camada argilosa ou silto-argilosa, o que lhes confere o caráter de semi-confinamento. Localiza-se principalmente na margem direita do rio Madeira e em um trecho da parte sul da área de influência direta à margem esquerda do rio Madeira.

– Aqüíferos Intergranulares/Fraturados Contínuos, Livres (Aifcl)

Correspondem aos litotipos da Formação Palmeiral, compostos predominantemente por paraconglomerados fortemente cimentados por matriz arcoseana bastante silicática. Essa cimentação confere um caráter de rocha cristalina a esta unidade, cuja percolação de água se dá principalmente nas fraturas e vênulas geradas pela tectônica imposta a seu arcabouço. Ocorre

principalmente na margem direita do rio Madeira ao longo da BR-364 na porção sul da AID, após a vila de Jaci-Paraná.

– Aqüíferos Fraturados Descontínuos Livres (Afdl)

Essa unidade corresponde às fraturas abertas existentes nas rochas de composição granítica da Suíte Intrusiva Teotônio (fig. 4). Freqüentemente, estes sistemas aqüíferos são ampliados pela ocorrência de uma cobertura de sedimentos coluvionares constituída por materiais detríticos argilo-arenosos, com espessura variável, podendo chegar a dezenas de metros (Adamy & Romanini, 1990). Sua ocorrência verifica-se, principalmente na região da cachoeira do Teotônio, em ambas as margens do rio Madeira.

– Aqüíferos Locais Restritos as Zonas Fraturadas (Alrzf)

Corresponde às rochas graníticas inseridas na Suíte Intrusiva Serra da Providência (Adamy & Romanini, 1990).

A permeabilidade desse sistema é variável, comumente baixa, tendo sido identificadas rochas graníticas com baixo grau de fraturamento cujas fraturas encontram-se seladas por veios de quartzo leitoso. Constitui o sistema aquífero menos extenso na área estudada e o que apresenta menor potencial para armazenamento e transmissividade de água, onde a recarga é feita de maneira direta pela precipitação pluviométrica, ou através da saturação de seu manto de intemperismo, localmente identificado. Ocorre principalmente na margem esquerda do rio Madeira.

– Aqüicludes (Aqc)

Corresponde a litologias porosas mas não permeáveis, incapazes de ceder água economicamente a obras de captação, devido estar contida no meio por forças moleculares, onde enquadram-se os sedimentos aluvionares compostos por argila (fig. 5). Sua maior ocorrência situa-se em uma ilha localizada no leito do rio Madeira.

– Aqüífugos (Aqg)

São caracterizadas por litotipos com pouca ou nenhuma favorabilidade ao armazenamento de água subterrânea. Corresponde às ocorrências de coberturas detrito-lateríticas. Enquadra-se ainda nesta compartimentação os lateritos imaturos mosqueados e concrecionários da Formação Jaciparaná, as rochas das Suítes Intrusivas São Lourenço-Caripunas, Rondônia e Santo Antônio, e, finalmente, aos lateritos maturos da Formação Solimões.



Figura 4 - Detalhe da fratura em litotipo de composição granítica que compõe os aqüíferos fraturados descontínuos livres



Figura 5 - Gretas de dissecação em sedimentos argilosos classificados como aquícludes, localizados em uma praia no leito do rio Madeira.

3.7.2 – Mapa de Vulnerabilidade

Assim como na área de influência indireta, o modelo GOD, desenvolvido por Foster & Hirata (1993) foi aplicado na área de influência direta do empreendimento Santo Antônio para determinar a vulnerabilidade natural das águas subterrâneas à contaminação, conforme delineado no item 3.7.1 deste capítulo.

Na área de influência direta, o tipo de aqüífero (Índice G), o litotipo da zona não saturada (Índice O) e a profundidade do nível estático (Índice D) foram identificados ao longo da BR-364 e na vila de Jaci-Paraná, assim como na margem esquerda do rio Madeira, através do cadastramento dos poços amazonas; nas regiões desabitadas adotou-se o mesmo procedimento da área de influência indireta para os índices G e O, ou seja, através da unidade geológica identificada no local, uma vez que, não foi possível realizar sondagens ao longo de uma área tão extensa. A profundidade do nível estático (Índice D) também foi obtida através de modelamento matemático, por meio do método de krigagem, com o qual atingiram-se índices para a efetivação do modelo.

Na vila de Jaci-Paraná foram identificados índices de vulnerabilidade baixo a moderado, indicando a necessidade de proteção para as águas subterrâneas, conforme identificado nas

amostras de água coletadas, cujos valores da condutividade elétrica apresentaram-se bem acima do background local. Valores elevados de vulnerabilidade também foram obtidos onde se localizam os poços P-67 e P-61, ao longo da BR-364. Valores baixo a moderados da vulnerabilidade natural das águas subterrâneas foram identificados principalmente ao longo do ramal da Jatuarana e de Morrinhos, ambos na margem direita do rio Madeira.

3.8 – QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

A água subterrânea apresenta geralmente excelente qualidade física e química, sendo apta para o consumo humano, muitas vezes sem tratamento prévio. A contaminação ocorre quando alguma alteração na água coloca em risco a saúde ou o bem estar de uma população (Teixeira *et al*, 2003).

Entre os compostos inorgânicos, o nitrato é o contaminante de ocorrência mais ampla em aqüíferos. As fontes mais comuns deste contaminante são os sistemas de saneamento *in situ* (fossas e latrinas) e a aplicação de fertilizantes nitrogenados na agricultura. A grande preocupação ambiental associada ao nitrato está no fato dessa substância possuir grande mobilidade e persistência em condições aeróbicas (Teixeira *et al*, 2003).

Sistemas *in situ* de esgotamento sanitário, como fossas sépticas, latrinas, fossas ventiladas e secas, entre outras são adequadas para a disposição de efluentes domésticos em zonas rurais, vilas e pequenas cidades a um custo bastante reduzido, comparativamente a redes de esgoto e estações de tratamento de efluentes. No entanto, os efluentes domésticos possuem elevadas concentrações em carbono orgânico, cloreto, nitrogênio, sódio, magnésio, sulfato e alguns metais, incluindo ferro, zinco e cobre, além de concentrações variadas de microorganismos patogênicos (Teixeira *et al*, 2003).

Compostos nitrogenados nos dejetos humanos podem causar uma persistente e extensa contaminação em aqüíferos livres em zonas urbanas e peri-urbanas. Por exemplo, uma área de densidade populacional de 20 pessoas por hectare pode gerar uma carga de 100 kg/hab/ano de nitrogênio, que, se oxidado por 100 mm/ano de infiltração da água da chuva, poderia resultar em uma recarga local ao aqüífero de 100 mg/l de nitrato, ou seja, quase 10 vezes maior que o padrão de potabilidade aceito pelo Ministério da Saúde. Este exemplo demonstra que áreas sem rede de esgoto, mesmo em climas bastante úmidos, podem ser alvos de contaminações significativas (Teixeira *et al*, 2003).

Ao longo dos últimos anos, o Serviço Geológico do Brasil, vêm desenvolvendo estudos na região Amazônica visando identificar os principais aspectos hidrogeológicos regionais a fim

de caracterizar as águas subterrâneas quanto à sua qualidade para o consumo humano (Campos, 2003). Estes estudos vêm sendo dirigidos através da identificação de valores de condutividade elétrica, uma vez que, esta propriedade apresenta uma correlação direta com íons de nitrato e cloreto (Ferreira & Hirata, 1993).

A introdução de sais e outros elementos nas águas subterrâneas através de fossas sanitárias *in situ* permite com que a condutividade elétrica se transforme em um ótimo parâmetro indicativo da contaminação deste recurso natural, principalmente pelo fato de elementos como nitrato e cloreto serem altamente conservativos na zona saturada (Feitosa & Manoel Filho, 2000). O problema identificado para este tipo de contaminação consiste no fato de que, o nitrato como produto final do ciclo do nitrogênio possui uma relação comprovada com doenças como cianose em recém-nascidos, causando alterações na composição sangüínea dando à pele uma coloração azulada; além de estimular a produção de nitrosaminas pelo estômago (Feitosa & Manoel Filho, 2000) e acumular-se na bexiga através de seu consumo prolongado (Weyer *et al.* 2003) causando câncer.

Durante o mapeamento hidrogeológico e da vulnerabilidade natural das águas subterrâneas à contaminação na área estudada, foram coletadas amostras de água nos poços amazonas cadastrados e nas nascentes, às margens do rio Madeira, para avaliar-se a condutividade elétrica da água subterrânea, a fim de, mais uma vez, utilizar-se essa ferramenta como um indicativo da contaminação causada pelo saneamento *in situ* (fig. 6 e 7). Esta situação foi possível observar no poço 49 localizado na Escola Bela Vista, ramal do Jatuarana, onde a fossa sanitária (fig. 7) encontra-se repleta de dejetos humanos e o nível estático encontra-se a somente 0,20 m da superficie do terreno, além do que, o poço 49 (Figura 3.6) encontra-se a cerca de 15 metros de distância da fossa.

Os valores obtidos para a condutividade elétrica da água subterrânea foram elevados, com média de 52,20 µS/cm e valores máximos e mínimos de 154,60 µS/cm e 7,35 µS/cm, respectivamente (fig. 8). Das amostras analisadas 42,85% apresentaram valores superiores a 50 µS/cm e 14,29% encontram-se com valores acima de 100 µS/cm. O *background* regional da condutividade elétrica das águas subterrâneas do município de Porto Velho encontra-se em torno de 30 µS/cm, segundo Campos *et al.* (2004). Portanto, considera-se que os valores anômalos identificados já sejam um forte indicativo da alteração da qualidade das águas.



Figura 6 – Poço semi-artesiano responsável pelo abastecimento da Escola Bela Vista, localizado a cerca de 15 m de distância da fossa sanitária.



Figura 7 – Fossa sanitária localizada no quintal da Escola Bela Vista, ramal do Jatuarana.

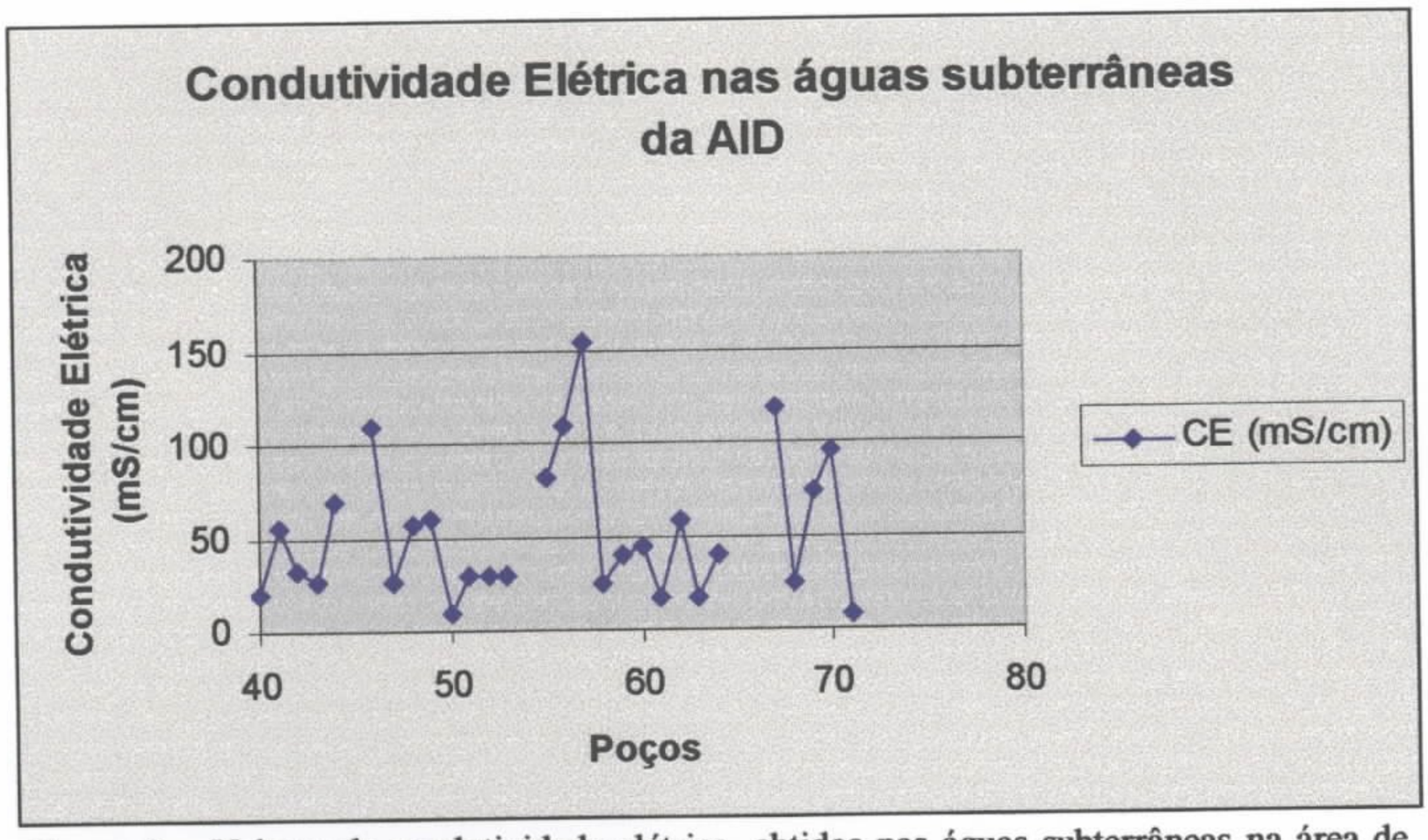


Figura 8 – Valores de condutividade elétrica, obtidos nas águas subterrâneas na área de influência direta.

3.9 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

De acordo com os dados coletados durante a investigação de campo para realizar o mapeamento hidrogeológico e da vulnerabilidade natural das águas subterrâneas à contaminação nas áreas de Influência Direta e Indireta do empreendimento Santo Antônio, foi possível obter-se as seguintes conclusões:

1) Dentre os sistemas aqüíferos identificados, os principais reservatórios de água subterrânea são os aqüíferos intergranulares descontínuos livres (Aidl); sendo compostos pelos sedimentos pouco consolidados a inconsolidados das formações Jaci-Paraná e os sedimentos arenosos aluvionares quaternários;

2) Devido à precariedade da rede de distribuição de água na localidade de Jaci-Paraná, e sua total inexistência ao longo da margem esquerda do rio Madeira, os moradores dessas localidades utilizam poços amazonas para seu abastecimento doméstico, assim como, de fossas sépticas para a deposição de seus dejetos, sendo que, a maioria destas não é construída adequadamente (fig. 7). O sistema poço x fossa (fig. 6 e 7) é uma das principais fontes de contaminação das águas subterrâneas em paises em desenvolvimento como o Brasil (Ferreira & Hirata, 1993); sendo que, essa alteração da qualidade das águas foi

confirmada nas localidades investigadas através dos valores de condutividade elétrica das amostras coletadas, onde, 50% das amostras apresentaram valores acima do background regional, de 30 µS/cm e 14,29% % das amostras apresentaram valores acima de 100 µS/cm, o que se deve considerar alarmante;

3) Os valores da condutividade elétrica na água subterrânea coletada em nascentes às margens do rio Madeira e em poços ao longo da BR-364, ou seja, distante de aglomerados urbanos apresentaram-se dentro dos limites do *background* regional, de 30 µS/cm. Esse valores indicam a boa qualidade desse recurso natural para o consumo humano, e; principalmente que, este deve ser preservado com o intuito de manter-se sua qualidade natural, considerando-se que, é muito mais barato preservar aqüíferos do que remediar contaminações já existentes;

4) Os menores índices de vulnerabilidade natural das águas subterrâneas, obtidos através do modelo GOD (Foster & Hirata, 1993) foram identificados na margem esquerda do rio Madeira ao longo da estrada do Jatuarana e Morrinhos, (Mapa de Vulnerabilidade da AID). Logo, através do índice GOD, que considera o meio físico, esta região foi identificada como sendo a mais propícia para a implantação de novos assentamentos urbanos, uma vez que, a alteração da qualidade das águas subterrâneas seria menos provável, no entanto, sem estar livre de ocorrer;

Baseado nas conclusões obtidas durante o presente estudo, foi possível ponderar as seguintes recomendações para o incremento do projeto:

1) Coletar novas amostras água subterrânea para que, desta vez, sejam realizadas análises físico-químicas e bacteriológicas a fim de, quantificar-se a qualidade/alteração desse recurso natural;

2) Realizar perfurações a trado para se confirmar o modelo matemático da vulnerabilidade natural nas áreas menos susceptíveis à contaminação, com o intuito de obter-se dados do meio físico, como profundidade do nível estático, tipo de aqüífero e tipo de sedimentos da zona não saturada. As sondagens devem ser executadas nas proximidades onde ocorre o sistema "aquífero intergranular descontínuo livre" do rio Castanho, na porção centro-oeste;

dos rios Cutia e Mutum-Paraná na porção central; e dos igarapés Cirilo na porção centro-leste e Água Azul na parte centro-sul da área;

3) As sondagens realizadas para obtenção de dados do meio físico deverão ser aproveitadas, em seguida, como poços de monitoramento das águas subterrâneas, a fim de obter-se dados contínuos da variação sazonal do lençol freático, assim como da qualidade das águas subterrâneas.

3.10 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMY, A. & ROMANINI, S. J. Geologia da Região Porto Velho - Abunã. Folhas Porto Velho (SC.20-V-B-V), Mutum-Paraná (SC.20-V-C-VI), Jaciparaná (SC.20-V-D-I) e Abunã (SC.20-V-C-V). Estados de Rondônia e Amazonas. Brasília; DNPM/CPRM, 1990. 273p.

ANON. 1970. International Legend for Hydrogeological Maps. UNESCO/IAHS/Inst. Geol. Sciences-London, 101p.

CAMPOS, J.C.V. 1999. Morfologia dos Aqüíferos da Área Urbana de Porto Velho – RO. XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Belo Horizonte, CD-ROM.

CAMPOS, J.C.V. 2003. A Problemática dos Recursos Hídricos Subterrâneos na Amazônia na Visão do Serviço Geológico do Brasil – CPRM. I Simpósio de Hidrogeologia do Sudeste. Petrópolis, Rio de Janeiro, pp. 133-141.

CAMPOS, J.C.V.; SILVA FILHO, E.P. & OLIVEIRA, I.R. 2004. Contaminação do aqüífero Jaci-Paraná na cidade de Porto Velho (RO). XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Cuiabá, Mato Grosso, 19p.

FEITOSA, F.A.C. & MANOEL FILHO, J. 2000. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. 2ª Ed. Fortaleza: CPRM/LABHID-UFPE, 391p.

FERREIRA, L.M.R. & HIRATA, R.C.A. 1993. Determinação de Riscos de Contaminação das Águas Subterrâneas por Sistemas de Saneamento *in situ*. X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Gramado, R.S. pp.443-452.

FOSTER, S.S.D. & HIRATA, R.C.A. 1993. Determinação do Risco de Contaminação das Águas Subterrâneas: Um Método Baseado em Dados Existentes. São Paulo, Instituto Geológico, v. 10, p. il., tabs. 23cm. (Boletim).

MARQUES, V.J. & ADAMY, A. 2000. Zoneamento Ecológico-Econômico Brasil-Bolívia, Eixo Rio Abunã-Vale do Guaporé. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 242 p.

MELO JUNIOR, H.R. 2002. Mapeamento da vulnerabilidade e análise de risco de contaminação como instrumentos de proteção das águas subterrâneas em áreas industriais: Caso da ALBRAS, Barcarena-PA. Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado. 138p.

MENTE, A.; MONT'ALVERNE, A.F.; GODOY, E.V.; DA FRANÇA, N.R.A. 1989. Hydrogeological Map of South America at Scale 1:5.000.000. International Symposium on Hydrogeological Maps as Tools for Economic and Social Development. Hannover, p. 337-348.

MORAIS, P.R.C. 1998. Mapa Hidrogeológico do Estado de Rondônia em Escala 1:1.000.000. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 32p.

SCANDOLARA, J. 1999. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia. Brasília: CPRM. 1999. 97p.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T. R. & TAIOLI, F. 2003. Decifrando a Terra. Oficina de Texto, 568p.

THOMSEN, R.; SONDERGAARD, H. & SORENSEN, K.I. 2004. Hydrogeological mapping as basis for establishing site-especific groundwater protection zones in Denmark. Hydrogeology Journal. Vol. 12, N^0 05. p. 550-562.

VRBA, J & ZOPOROZEC, A. 1994. Guidebook on mapping groundwater vulnerability. International Association of Hydrogeologists. v. 16. 131 p.