

ÍNDICE

8 - Diagnóstico Ambiental	1/171
8.1 - Meio Físico.....	1/171
8.1.1 - Aspectos Metodológicos Gerais.....	1/171
8.1.2 - Caracterização do Meio Físico.....	2/171
8.1.3 - Clima e Condições Meteorológicas.....	4/171
8.1.3.1 - Caracterização Local dos Parâmetros Atmosféricos	5/171
8.1.3.2 - Análise de Microclima	20/171
8.1.3.3 - Nível Ceráunico Atuante na Área de Abrangência Regional	21/171
8.1.3.4 - Fenômenos Climáticos Atuantes - <i>El Niño</i> e <i>La Niña</i>	24/171
8.1.3.5 - Contribuição para Emissão dos Gases do Efeito Estufa (GEE)	28/171
8.1.4 - Recursos Hídricos.....	37/171
8.1.4.1 - Regime Hidrológico	39/171
8.1.4.2 - Gestão dos Recursos Hídricos	56/171
8.1.4.3 - Inundações do Rio Jari	57/171
8.1.5 - Geologia Estrutural e Unidades Litoestratigráficas	62/171
8.1.5.1 - Complexo Guianense (Embasamento Cristalino)	65/171
8.1.5.2 - Grupo Vila Nova (Sequência Vulcano-Sedimentar)	67/171
8.1.5.3 - Bacia do Amazonas (Coberturas Sedimentares Fanerozóicas)	68/171
8.1.6 - Potencial Paleontológico.....	94/171
8.1.6.1 - Formações Sedimentares e Espécimes Fósseis da Bacia do Amazonas.....	96/171
8.1.7 - Espeleologia.....	98/171
8.1.8 - Geotecnia.....	98/171

8.1.8.1 -	Estudo da Estabilidade Geotécnica	100/171
8.1.9 -	Sedimentologia	109/171
8.1.10 -	Hidrogeologia	110/171
8.1.11 -	Sismicidade.....	116/171
8.1.11.1 -	Sismicidade Induzida	119/171
8.1.12 -	Geomorfologia	121/171
8.1.12.1 -	Unidades Morfoestruturais.....	121/171
8.1.12.2 -	Unidades Morfoesculturais.....	122/171
8.1.12.3 -	Processos Erosivos e Movimentos de Massa	136/171
8.1.13 -	Indução a Processos Erosivos	137/171
8.1.13.1 -	Descrição das Classes de Solo - All	140/171
8.1.13.1.1 -	Unidades de Mapeamento das Classes de Solos.....	142/171
8.1.13.1.2 -	Legenda de Solos	147/171
8.1.13.2 -	Descrição das Classes de Solo - AID e ADA	148/171
8.1.14 -	Aptidão Agrícola das Terras	150/171
8.1.14.1 -	Avaliação das Classes de Aptidão Agrícola das Terras	153/171
8.1.15 -	Erodibilidade dos Solos	160/171
8.1.16 -	Atividades Minerárias	170/171

ANEXOS

Anexo 1 - Imagens da Cachoeira de Santo Antônio com Respectivas Vazões Registradas

Anexo 2 - Desenhos de Engenharia

8 - DIAGNÓSTICO AMBIENTAL

8.1 - MEIO FÍSICO

8.1.1 - Aspectos Metodológicos Gerais

Os estudos de clima e das condições meteorológicas atuantes na região foram baseados em informações climatológicas e meteorológicas contidas nas Normais Climatológicas de 1931-1960 e 1961-1990 e dados das Estações Convencionais Climatológicas Macapá (cód. 82098), localizada na Unidade da Federação Macapá em altitude de 14,46 m, e Manaus (cód. 82331), alocada na Unidade Federativa do Amazonas em altitude de 67 m, ambas pertencentes ao Sistema de Monitoramento Climatológico Principal do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

Os levantamentos de solos foram baseados em trabalhos existentes, tendo como material básico os Mapas Exploratórios de Solos do Projeto RADAM-Brasil, Folha SA-22 - Belém e NA/NB-22 - Macapá. As classes de solos presentes no mapeamento original do Projeto RADAM-Brasil foram reclassificadas de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. A avaliação da Aptidão Agrícola das Terras apresentada foi baseada na metodologia desenvolvida pela SUPLAN-CNPS/EMBRAPA.

O mapeamento de áreas com suscetibilidade à erosão e com indução a processos erosivos foi obtido através de levantamentos de campo, em conjunto com a interpretação das cartas topográficas indicadas acima, e com a utilização de Modelo Digital de Terreno (MDT), e com o cruzamento dos mapeamentos de erodibilidade das terras, de declividade dos terrenos, de uso e ocupação do solo, de tipos de solo da área e compartimentação topográfica. Além disso, foi realizado sobrevôo local entre os dias 12 e 14 de fevereiro de 2008.

O levantamento referente aos recursos minerais e à interferência com áreas de interesse mineral (Atividades Minerárias) foi obtido através de consulta ao Sistema de Informações Geográficas da Mineração (SIGMINE); ao Sistema Código de Mineração (SICOM) e ao Cadastro Mineiro do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM).

Em relação aos estudos referentes aos recursos hídricos, regime hidrológico, gestão de recursos hídricos e qualidade de águas superficiais e subterrâneas, foram utilizados dados da Agência

Nacional de Águas (ANA/Hidroweb); da JARI Energética S.A. - JESA/LEME Engenharia Ltda., do Sistema de Informações do Potencial Hidrelétrico Brasileiro (SIPOT); do Comitê Especial de Estudos Integrados de Bacia Hidrográfica (CEEIBH); do Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica (DNAEE), além de bibliografia científica específica sobre o assunto.

Para os levantamentos referentes à geologia, hidrogeologia, geomorfologia, espeleologia e paleontologia local, foram consultados o Programa Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, referente à geologia dos estados do Pará e Amapá, Folhas NA-22, NA-21 e SA-22, em escala 1:1.000.000; o Mapa de Domínios/Subdomínios Hidrogeológicos do Brasil; o CECAV/ICMBio; o Cadastro Nacional de Cavernas da Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE/CNC) e o Cadastro Nacional de Espeleologia da Redespeleo Brasil (CODEX); o Cadastro de Sítios Geológicos e paleontológicos do Brasil (SIGEP/UnB); a Sociedade Brasileira de Paleontologia (SBP); a Base de Dados Paleontológicos (BASE PALEO/CPRM); o Projeto RADAM-Brasil, Folha SA-22 - Belém e NA/NB-22 - Macapá: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra, disponibilizados pelo Ministério de Minas e Energia (CPRM), além de bibliografia científica específica para os assuntos.

Os levantamentos de sismicidade foram realizados a partir de consultas ao Observatório Sismológico da UnB e à bibliografia científica e acadêmica específicas para o assunto.

Os mapeamentos referentes aos estudos do Meio Físico que compõem este diagnóstico, apresentados em escala 1:1.000.000, 1:250.000 e 1:100.000, respectivamente para as Áreas de Abrangência Regional, Influência Indireta e Direta (AAR, AII e AID), foram elaborados a partir da análise conjunta dos estudos já publicados, dos trabalhos científicos específicos para o local do empreendimento e dos levantamentos realizados em campo na Área de Influência Indireta (AII).

8.1.2 - Caracterização do Meio Físico

A bacia do rio Jari está localizada na bacia hidrográfica contribuinte do rio Amazonas. Nela, o rio Jari se apresenta como um dos principais afluentes da margem esquerda ou calha norte da bacia amazônica. Com aproximadamente 845 km de extensão, o rio Jari nasce na Serra do Tumucumaque, em altitude da ordem de 656 m, na fronteira com o Suriname. Sua foz na margem esquerda do rio Amazonas dista cerca de 300 km do Oceano Atlântico. Sua bacia, acima da Cachoeira de Santo Antônio, tem uma área de aproximadamente 51.343 km².

A elevação média da bacia é da ordem de 330 m, variando de 20 a 30 m, a montante da Cachoeira de Santo Antônio, até 656 m nas cabeceiras, onde está localizado o Parque Nacional das Montanhas do Tumucumaque, região pouco conhecida e pouco explorada, de difícil acesso e ocupada tradicionalmente por populações indígenas.

O rio Jari separa os estados do Amapá e Pará e se destaca pela presença de muitas cachoeiras em seu curso, como as de Santo Antônio, Cumari, Inajá, Aurora, Maçaranduba, Guaribas, do Rebojo e do Desespero, tendo muita importância em relação à colonização da calha norte do rio Amazonas, já que serve de via de transporte da castanha e de outros produtos extraídos das florestas da região.

O rio Jari corre encaixado em vale aberto em “U”, típico curso de drenagem escavado em embasamento sedimentar de climas equatoriais. A partir de aproximadamente 5 km a jusante do sítio do empreendimento, seguindo em direção a montante, são observadas margens constituídas de Gleissolos Háplicos, Neossolos Flúvicos e a ocorrência de blocos de diabásio em soleiras (*sill*), que afloram na área do barramento.

A largura entre as margens do rio a jusante da região das cachoeiras não ultrapassa 1 km de extensão, com o curso percorrendo principalmente terrenos sedimentares. Na área da cachoeira de Santo Antônio, onde ocorrem os principais afloramentos de diabásio, a largura do rio passa a ter cerca de 2,5 km, com muitas quedas, as principais alongadas de forma longitudinal ao rio e concentradas transversalmente em um mesmo alinhamento.

A região das cachoeiras, localizada a jusante, tem desnível máximo de até 16 m e constitui-se inteiramente de rocha (*knick-point*), com blocos dispostos ao longo do curso em sentido tanto transversal, quanto longitudinal a este. A região a montante das cachoeiras é constituída predominantemente por afloramentos de diabásio.

Na área do barramento, o diabásio possui pouca alteração, apresentando-se, contudo, com muitas fraturas e diáclases de superfície, causadas pela ação do intemperismo químico atuante na região. As fraturas podem ser verticais e/ou horizontais e em primeira análise, as fraturas com maior abertura são as longitudinais ao rio e nas principais cachoeiras, nas quais observa-se passagem de água pelas fraturas. Devido ao intenso fraturamento da rocha, ocorrem constantes deslocamentos de blocos de diabásio, que vão se acumular, principalmente, na base dos taludes.

Os depósitos aluvionares, onde ocorrem Gleissolos Háplicos e Neossolos Flúvicos, nas áreas das cachoeiras, são restritos, ocorrendo largamente mais a jusante, dadas as características de relevo mais plano e de intensa influência dos remansos de maré, como observado às margens do rio Jari na região da Vila Santo Antônio.

A área localizada a montante do barramento, indo de Porto Sabão até a desembocadura do rio Iratapuru, englobando parte do reservatório da UHE Santo Antônio do Jari, constitui-se de terrenos sedimentares, com extensos remansos do rio. No rio Iratapuru, afluente pela margem esquerda, ocorrem afloramentos de arenito cinza de granulometria fina e acamamento milimétrico bem marcado.

Da região de Porto Sabão em direção a jusante, o rio Jari apresenta uma sequência de ilhas até chegar à área das cachoeiras, onde atinge a sua maior largura entre as margens. Esta área é constituída principalmente, por afloramentos e blocos de diabásio, mesmo em áreas de remansos, com depósitos de areia de pouca espessura no fundo do canal fluvial. Às margens do rio Jari, nas proximidades das desembocaduras do Igarapé São João e do rio Pacanari, por exemplo, há a ocorrência de depósitos aluvionares, por vezes formando línguas de areia e praias fluviais. Entre as ilhas fluviais ocorrem pequenos remansos, formando depósitos aluvionares em barra, que são rapidamente fixados por vegetação.

8.1.3 - Clima e Condições Meteorológicas

A bacia hidrográfica do rio Jari está inserida em área geográfica do globo cuja atuação da dinâmica atmosférica e climática é muito forte. A região amazônica como um todo é afetada por diversos elementos climáticos que interferem diretamente na circulação geral da atmosfera local, conferindo peculiaridades climáticas à região.

Na região amazônica são atuantes os elementos atmosféricos descritos a seguir.

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) forma-se nas áreas de baixas latitudes e consiste na região de convergência dos ventos alísios provenientes do Sudeste com os do Nordeste, criando ascendência de massas de ar normalmente úmidas. Dinamicamente, a ZCIT está associada a uma faixa de baixa pressão e convergência do escoamento nos baixos níveis da atmosfera, a qual promove as condições favoráveis ao movimento ascendente e consequente presença de nebulosidade e precipitação. Também é conhecida como Equador Meteorológico

(EM), Descontinuidade Tropical (DT), Zona Intertropical de Convergência (ZIC), Frente Intertropical (FIT), além de outros.

A ZCIT, acompanhando o Equador Térmico (isoterma da máxima temperatura do globo que segue pelo oceano, adentrando os continentes), sobre a América do Sul, se desloca aproximadamente 5° Sul no mês de março e 10° Norte em setembro. A posição da ZCIT condiciona a pluviosidade regional.

Devido ao fato de a posição da Zona ser predominantemente sobre os oceanos, é observado que seu mecanismo modifica-se conforme se apresentam anomalias na temperatura da água.

Outro fator climático importante para incremento ou declínio do índice de precipitação é a Massa Equatorial do Atlântico Norte e a do Atlântico Sul (respectivamente MEAN e MEAS) que são formadas nos anticiclones dos Açores (ao norte) e Santa Helena (ao sul), sendo atraídas para o continente devido à diferença de pressão entre continente e oceano. A MEAN atua principalmente na porção Norte e a MEAS no extremo nordeste da América do Sul.

A maior amplitude térmica ocorre no verão, quando o anticiclone dos Açores é impulsionado para sul pelo ar frio vindo do Hemisfério Norte, originando a massa de ar equatorial atlântica. Sua maior expressividade se dá devido à influência do anticiclone Santa Helena, favorecendo sua atuação sobre o Nordeste brasileiro.

A Massa Equatorial Continental (MEC) é formada pela divergência dos ventos alíseos no *doldrums* (localizado na porção centro-ocidental da planície Amazônica), caracterizada pela elevada temperatura, umidade e proximidade do Equador. O fator principal para a enorme carga de umidade da massa é a presença da extensa e caudalosa drenagem da bacia Amazônica coberta pela densa e exuberante floresta, além da influência direta da ZCIT e da MEAN.

8.1.3.1 - Caracterização Local dos Parâmetros Atmosféricos

Na Área de Abrangência Regional da UHE Santo Antônio do Jari, devido à ausência de Estações Climáticas, foram utilizados os dados das Estações Convencionais Macapá (cód. 82098) e Manaus (cód. 82331) dadas as suas características locais de proximidade com a área de implantação do empreendimento (Quadro 8.1-1). Assim, é proposta a implantação de novas estações climatometeorológicas, nos locais predefinidos a seguir:

- no barramento da UHE, localizado na cachoeira de Santo Antônio;
- na área a jusante da UHE, com o objetivo de medir a vazão de saída do reservatório da UHE Santo Antônio do Jari;
- na área a montante (remanso) do reservatório, com o objetivo de medir a vazão contribuinte ao reservatório da UHE Santo Antônio do Jari.

Quadro 8.1-1 - Características das Estações Meteorológicas Macapá e Manaus

Estação	Código (INMET)	Latitude	Longitude	Altitude
Macapá	82098	00° 03' S	51° 07' W	14,46 metros
Manaus	82331	03° 07' S	59° 57' W	67 metros

Fonte: INMET, 2008.

Para a caracterização climática e das condições meteorológicas da AAR da UHE Santo Antônio do Jari, foram utilizadas as séries históricas das Normais Climatológicas do período de 1961 a 1990 (Quadro 8.1-2 e Quadro 8.1-3) destas estações, cujos dados são referentes aos parâmetros atmosféricos usuais (INMET, 2008a).

Quadro 8.1-2 - Normais Climatológicas da Estação Macapá - Valores Máximos e Mínimos

Estação	Normais Climatológicas (61-90)	Mínimo	Máximo
Macapá (Cód. 82098)	Pressão Atmosférica	1007,6hPa (Dez.)	1010,5 hPa (Jul.)
	Temperatura Máxima	29,1°C (Fev.)	32,6°C (Out.)
	Temperatura Mínima	22,89°C (Jul.)	23,50°C (Abr. a Nov.)
	Temperatura Média	28,9°C (Out.)	25,6°C (Fev.-Mar.)
	Insolação	110h (Fev.-Mar.)	280h (Out.)
	Evaporação Total	50 mm (Abr.)	170 mm (Out.)
	Precipitação Pluviométrica	30 mm (Out.)	410 mm (Mar.)

Fonte: INMET, 2008.

Quadro 8.1-3 - Normais Climatológicas
da Estação Manaus - Valores Máximos e Mínimos

Estação	Normais Climatológicas (61-90)	Mínimo	Máximo
Manaus (Cód. 82331)	Pressão Atmosférica	1002,5hPa (Nov.)	1005,5hPa (Jul.)
	Temperatura Máxima	30,4 °C (Fev.)	33,1 °C (Set.)
	Temperatura Mínima	22,7 °C (Jul.)	23,7 °C (Out.)
	Temperatura Média	26 °C (Fev.)	27,6 °C (Out.)
	Insolação	90h (Fev.)	230h (Ago.)
	Evaporação Total	45 mm (Fev.)	105 mm (Ago.)
	Precipitação Pluviométrica	60 mm (Ago.)	310 mm (Mar.)

Fonte: INMET, 2008.

a) Pressão Atmosférica

Sob o ponto de vista dinâmico, a pressão atmosférica é um importante elemento de caracterização dos sistemas de circulação de larga e mesoescalas.

As variações temporais da pressão atmosférica se dão associadas a ciclos bem definidos e às incursões do ar com distintas características termodinâmicas (Gráfico 8.1-1). Numa base diária, pequenas variações ocorrem por conta da chamada “maré barométrica”, resultando em dois momentos de máximos valores relativos entre dois outros momentos de mínimos relativos.

Sazonalmente, os valores de pressão atmosférica são maiores no inverno que no verão, graças à interação de diversos fatores, tais como a posição relativa do sol no Hemisfério Norte - proporcionando energia solar incidente de menor intensidade e, por conseguinte, menor convecção continental -, e às maiores intensidades das massas polares migratórias de origem Antártica. No verão, o aquecimento solar mais intensificado incidindo sobre a superfície cria movimentos verticais ascendentes, que podem ou não formar nuvens, contrapondo-se ao peso do ar atmosférico acarretando na redução da pressão atmosférica sobre a superfície. Na prática meteorológica, a pressão atmosférica é reduzida ao nível do mar para eliminar os efeitos de altitude e torná-la comparável espacialmente, bem como para permitir a identificação das configurações dos sistemas atmosféricos.

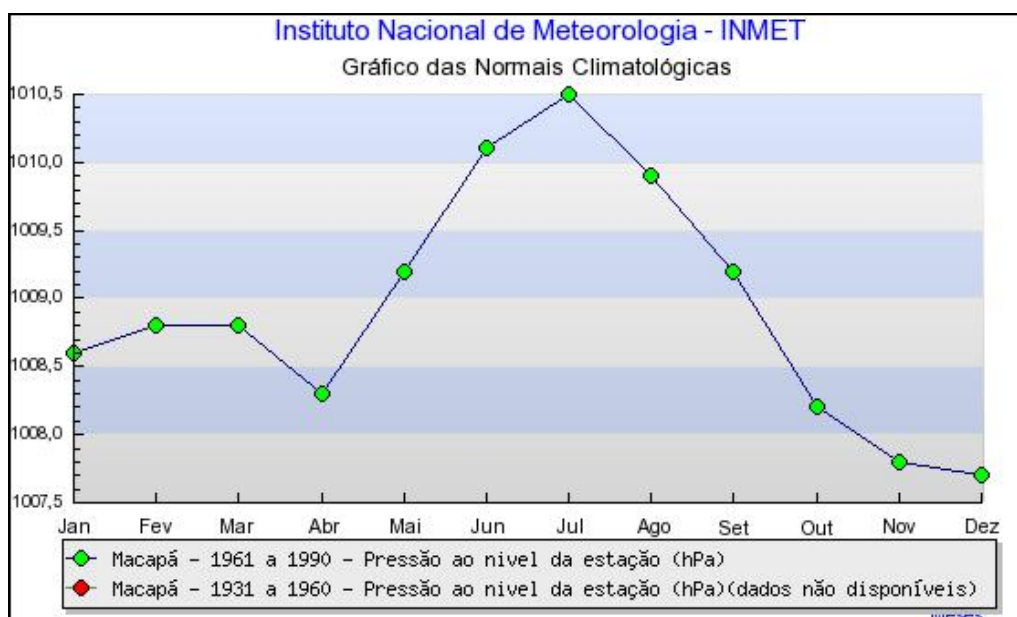


Gráfico 8.1-1 - Pressão (Estação Macapá - INMET)

A pressão atmosférica em série histórica referente à Macapá, obtida a partir das Normais Climatológicas do período de 1931-1960 (INMET, 2008a), não pode ter sido analisada em parâmetro comparativo, devido à ausência de dados de outras séries históricas no período na estação INMET referida (Gráfico 8.1-1). Os maiores valores de pressão no inverno devem-se à baixa temperatura provocada por massas de ar frio procedentes das regiões polares, a partir do mês de abril a novembro, atreladas ao conseqüente resfriamento das massas atmosféricas atuantes no Hemisfério Sul.

A pressão atmosférica medida na estação de Manaus atingiu pico máximo na medição do mês de julho, assim como em Macapá. A pressão manteve-se em auge até o mês de julho, época de outono e inverno, vindo a decair até novembro, durante a primavera, e voltando a aumentar durante o início do verão (dezembro) - Gráfico 8.1-2.

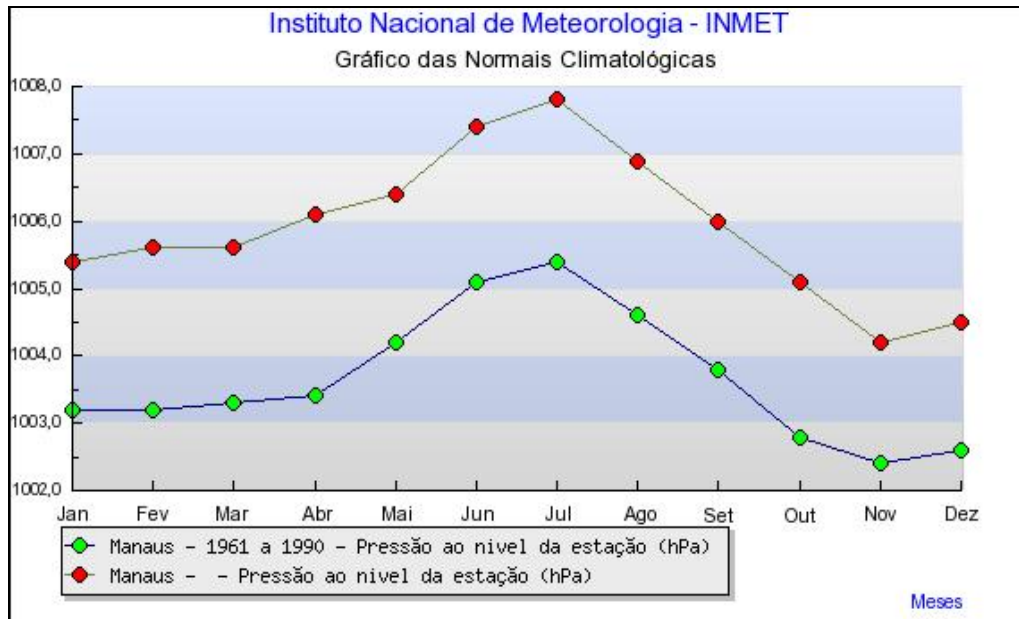


Gráfico 8.1-2 - Pressão (Estação Manaus - INMET)

b) Temperatura do Ar

A temperatura do ar constitui-se um parâmetro de interesse para os estudos que dizem respeito ao meio ambiente. Basicamente, reflete os resultados dos impactos energéticos da radiação solar sobre o sistema superfície-atmosfera combinados com aspectos astronômicos e dinâmicos de micro, meso e macroescalas. Particularmente, a avaliação do comportamento das temperaturas médias ao longo do ano permite a identificação da sazonalidade, em função da plotagem das curvas referentes às médias das máximas temperaturas, médias compensadas e médias das mínimas temperaturas a partir das informações de cada mês. As curvas resultantes dos valores das médias das máximas e mínimas temperaturas apresentam estreita correlação com as curvas das médias compensadas e as de valores relativos máximos e mínimos.

As temperaturas do ar em Macapá e entorno podem ser caracterizadas, de acordo com os gráficos do INMET, com valores da temperatura média compensada com pouca variabilidade nos meses de fevereiro e março, demonstrando estabilidade; com variabilidade crescente entre os meses de março a outubro e decrescendo a partir deste (Gráfico 8.1-3).

De janeiro a fevereiro (verão) variou entre 26 °C e 25,7 °C, de fevereiro a março (verão) manteve-se em 25,7 °C, de março a junho (outono) variou de 25,7 °C a 26,1 °C com pico de

26,2 °C, de julho a outubro (inverno - primavera) teve elevação até 27,8 °C, iniciando-se a partir daí queda para 27 °C em dezembro.

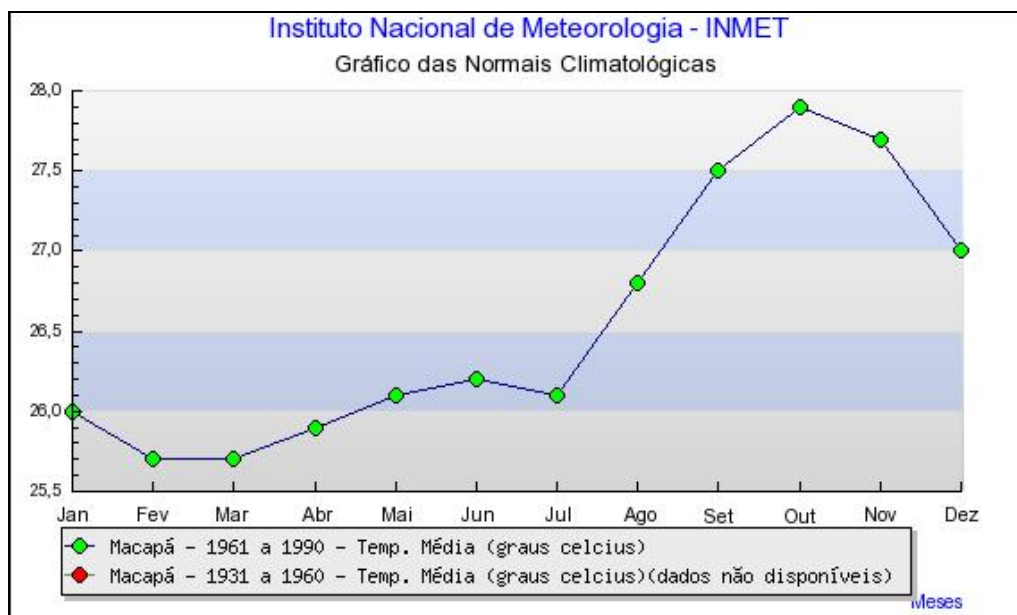


Gráfico 8.1-3 - Temperatura Média (Estação Macapá - INMET)

De acordo com análise dos gráficos das Normais Climatológicas da estação INMET de Manaus, a temperatura média aumentou dos 26 °C (janeiro) até 27,6 °C (outubro), com pequeno declive entre os meses de janeiro e fevereiro (fim do verão). Nos meses de outono e inverno a temperatura média manteve-se em aclave segundo representação do gráfico, já na primavera e verão houve declive acentuado (Gráfico 8.1-4).

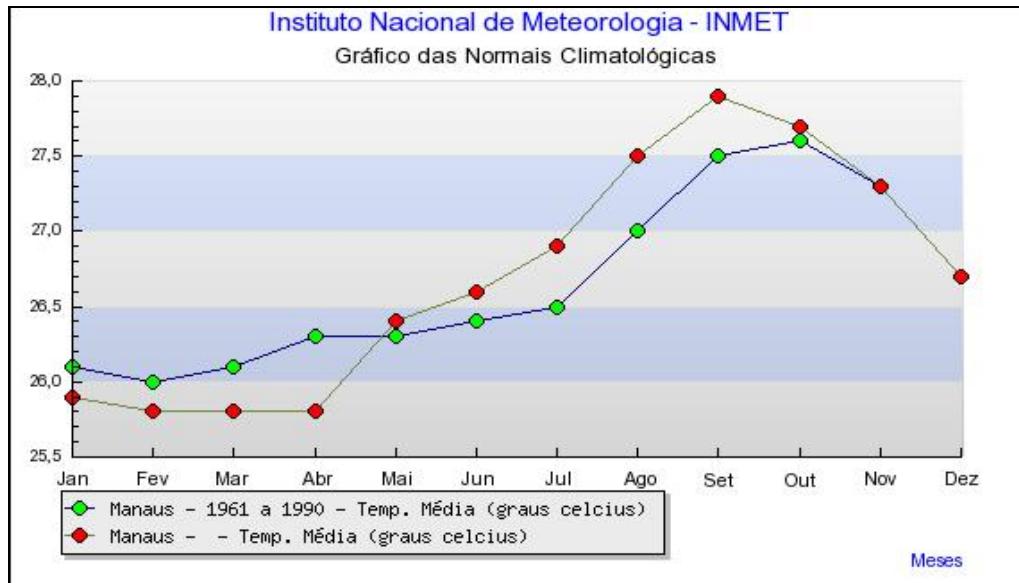


Gráfico 8.1-4 - Temperatura Média (Estação Manaus - INMET)

Nas Normais Climatológicas do período observado (1961-1990), a temperatura máxima absoluta oscilou entre 34 °C e 32,9 °C durante os meses de verão (janeiro a março), variação de 32,9 °C a 33 °C nos meses que compreendem ao outono, 33 °C a 35 °C durante o inverno - junho a agosto - e de 33,9 °C a 39,8 °C, com elevação no período da primavera (Gráfico 8.1-5).

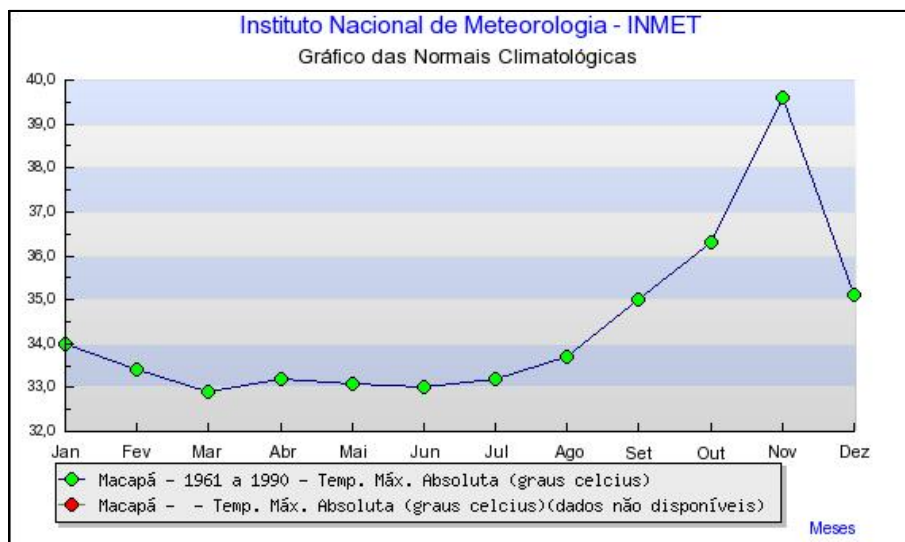


Gráfico 8.1-5 - Temperatura Máxima (Estação Macapá - INMET)

Em Macapá, a temperatura máxima manteve-se com pequena variabilidade, tendo pico máximo em novembro (primavera). Em Manaus a temperatura máxima absoluta manteve-se instável (Gráfico 8.1-6), com ligeiro acive nos meses de verão, mudança brusca durante o outono, variando do pico mínimo 33,8 °C (maio) a 35,4 °C (junho). No início da primavera a temperatura máxima atingiu 38 °C, caindo a 36,3 °C no mês de novembro (fim da primavera). O período de temperatura mais elevada foi de agosto a outubro.

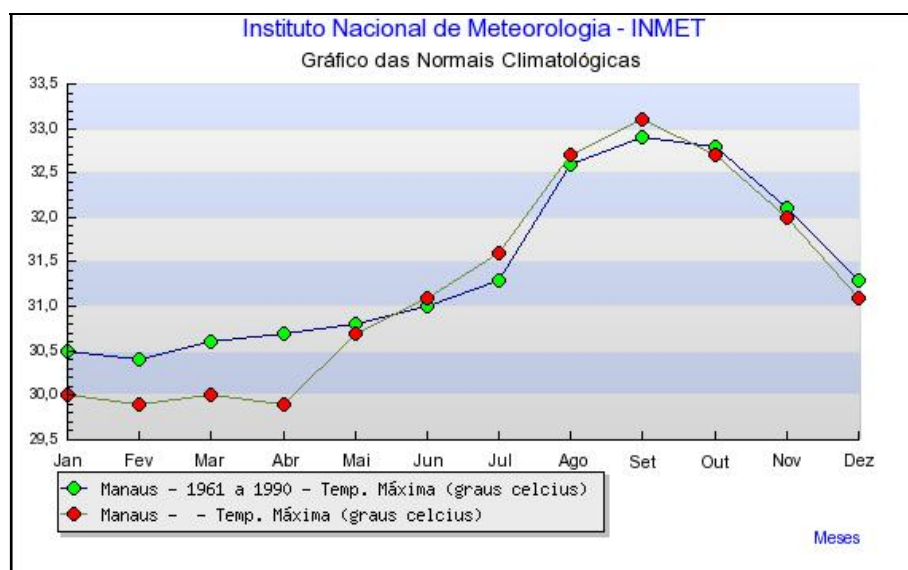


Gráfico 8.1-6 - Temperatura Máxima (Estação Manaus - INMET)

Em relação às temperaturas mínimas absolutas, entre os meses de janeiro e março (verão) oscilou entre 20 °C e 20,3 °C, nos meses de março e abril houve variação entre 20,3 °C e 21,4 °C, mantendo-se estável a partir daí até maio, voltando a decrescer até julho atingindo 20,2 °C, e no mês de julho novamente em ascensão até 21,0 °C, estabilizando nos meses de agosto a novembro. Entre novembro e dezembro novamente houve declínio até 20,4 °C. Foi registrada a menor temperatura mínima - 20 °C - durante o mês de janeiro do período 1961-1990 (Gráfico 8.1-7).

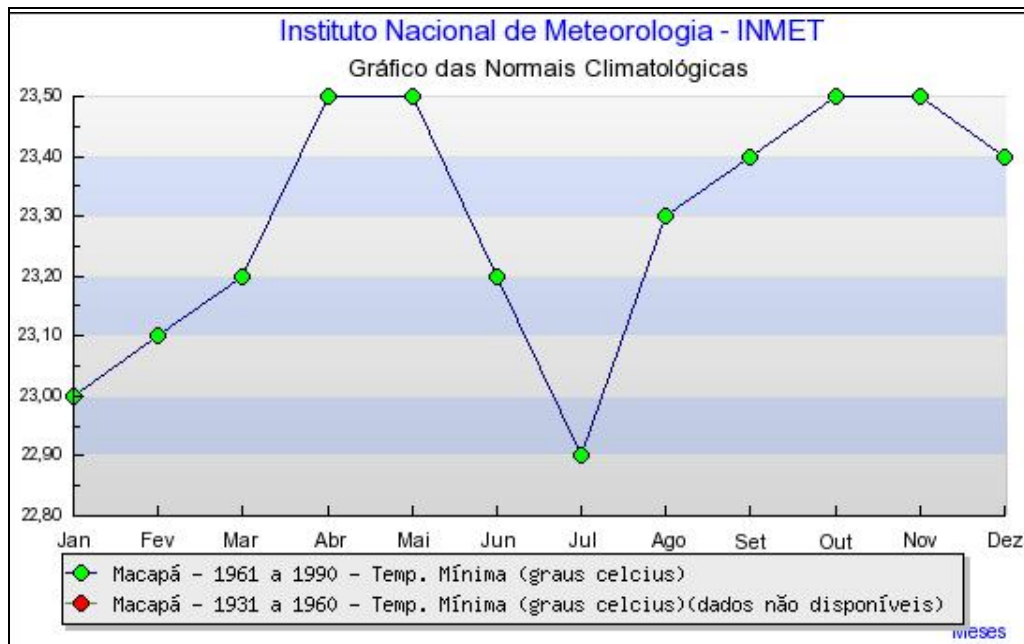


Gráfico 8.1-7 - Temperatura Mínima (Estação Macapá - INMET)

Na estação de Manaus a temperatura mínima que se mantinha nos 23 °C de janeiro a maio, declinou entre maio (23,3 °C) e julho (22,7 °C), voltando ao pico máximo apenas no mês de outubro, a 23,7 °C (Gráfico 8.1-8). Manaus apresenta pequena amplitude térmica, típica do Norte do Brasil.

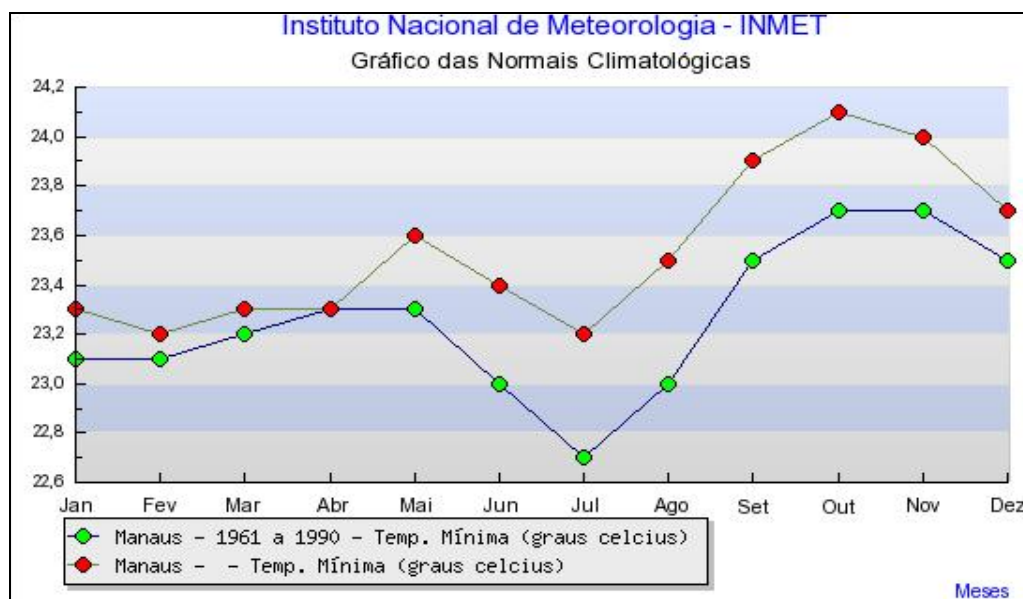


Gráfico 8.1-8 - Temperatura Mínima (Estação Manaus - INMET)

c) Insolação

O número de horas de brilho solar (insolação) em cada mês do ano é função não somente da nebulosidade existente, mas também do período dito diurno dos dias (mais longos no verão e mais curtos no inverno).

A insolação é concebida como o número de horas e décimos de horas de brilho solar incidente sobre um anteparo disposto horizontalmente à superfície. Depende, porém, além dos fatores astronômicos, da nebulosidade e do livre horizonte na trajetória solar do poente ao ocaso.

Os dados das Normais Climatológicas no período de 1961-1990 apresentam decréscimo de 40 horas de insolação entre os meses de janeiro e fevereiro, mantendo-se o número de horas constante entre os meses de fevereiro e abril (verão). A insolação entre os meses de abril e agosto teve um total de aproximadamente 165 horas em acréscimo e a partir de outubro decréscimo de 70 horas até dezembro.

De acordo com o Gráfico 8.1-9, a insolação incidida, observada no período estudado, apresentou bem demarcada a passagem pelo equinócio de março e o solstício de setembro.

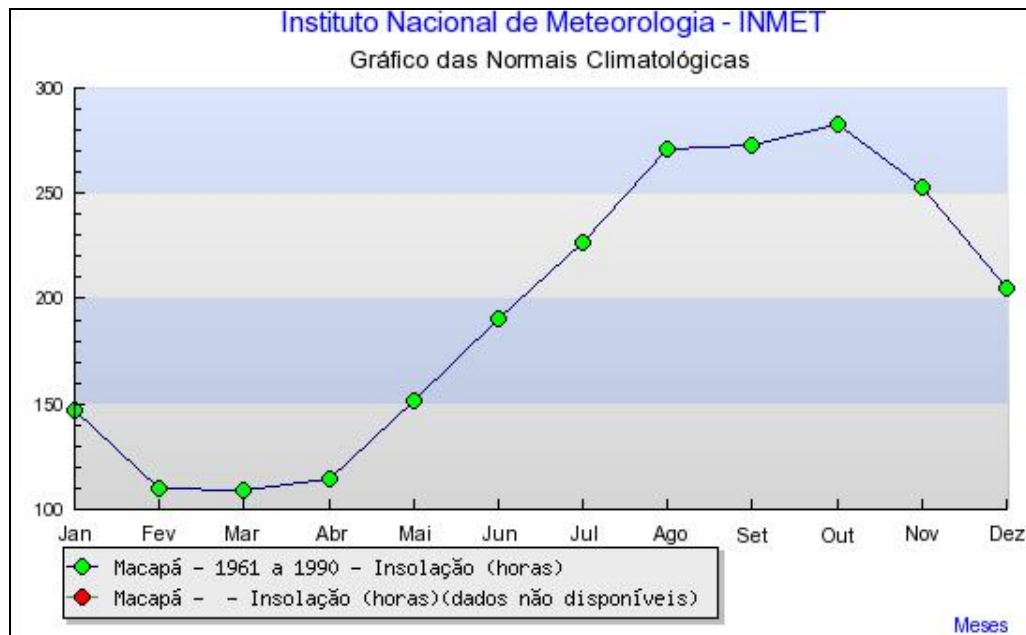


Gráfico 8.1-9 - Insolação (Estação Macapá - INMET)

O mês com pico máximo em Manaus é agosto, com 230 horas de insolação. No outono (março) se inicia o aumento da incidência até o fim do inverno (agosto), declinando a partir daí até setembro. Durante a primavera e início do verão (dezembro) a variação é pequena, mantendo-se entre 170 horas (outubro) e 130 horas (dezembro).

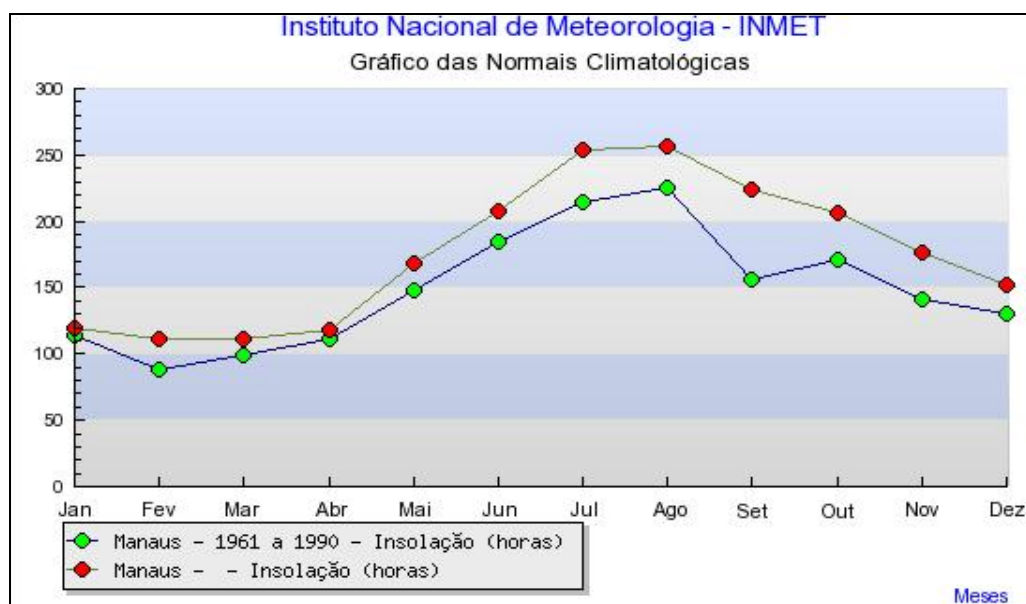


Gráfico 8.1-10 - Insolação (Estação Manaus - INMET)

d) Evaporação Total

O parâmetro “evaporação total” dá indicações da transferência de água do solo, subsolo e vegetação para a atmosfera.

De acordo com dados das Normais Climatológicas da Estação Macapá, compreendendo o período de 1961-1990, o índice de evaporação total anual para a região de entorno apresenta-se sem padrão de comparação, devido à ausência de dados de série histórica na estação Macapá anterior a 1960, sendo possível apenas a descrição do período em estudo. O Gráfico 8.1-11 demonstra que do mês de janeiro até julho houve pouca variação na evaporação local, enquanto a partir do mês de julho houve um incremento no índice. A evaporação na região amazônica é condicionada também, em grande parte, pela evapotranspiração. Nos meses de outono nota-se que a evaporação pouco variou, mantendo-se entre 55 °C e 60 °C. Durante o inverno até o início da primavera o índice mostra-se em ascensão, só declinando do mês de outubro (161 mm) até dezembro (119,9 mm).

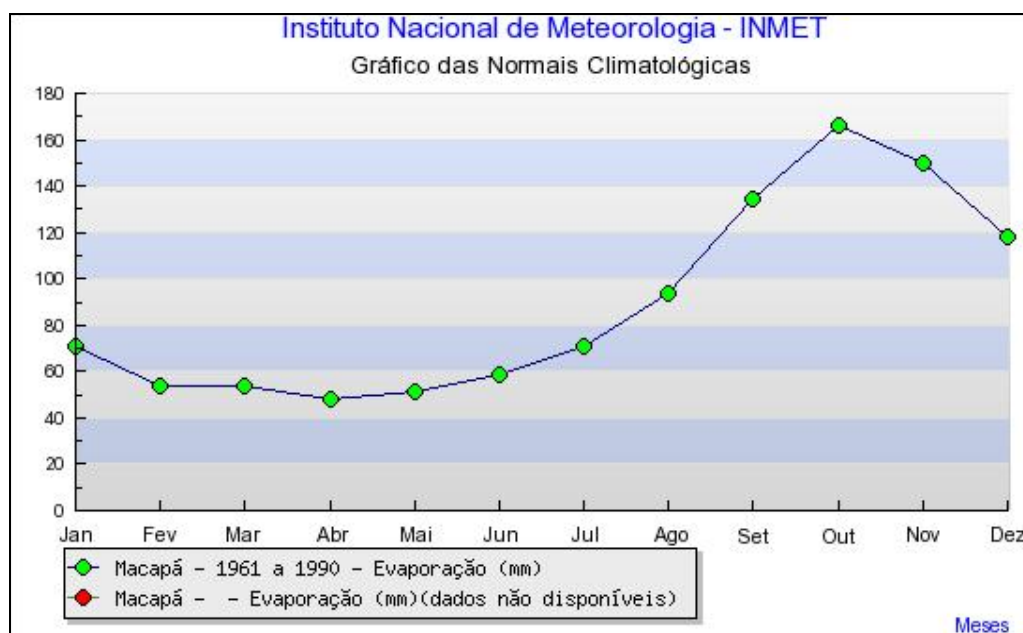


Gráfico 8.1-11 - Evaporação (Estação Macapá - INMET)

Em Manaus durante o verão e outono a variação foi pouca, variando sempre em torno de 52 mm. Entre os meses de maio e agosto a variação tornou-se crescente, atingindo os 103 mm (agosto), voltando a declinar durante a primavera e verão dos anos subseqüentes.

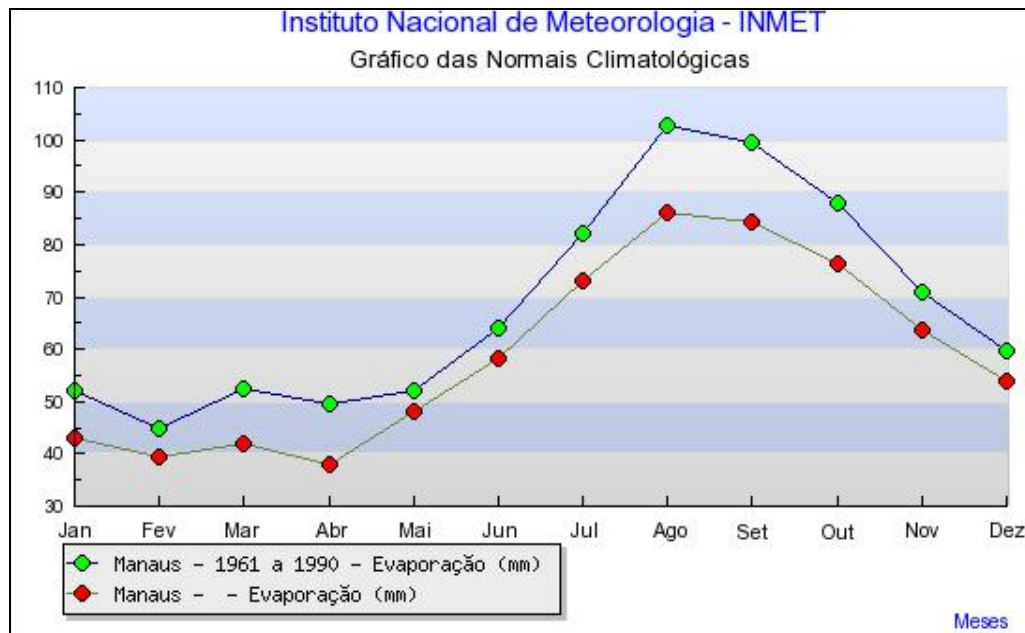


Gráfico 8.1-12 - Evaporação (Estação Manaus - INMET)

e) Precipitação e Pluviosidade

As precipitações pluviométricas que atingem a região de Macapá e entorno estão associadas a diversos mecanismos atmosféricos naturais, tais como: MEAN, MEAS, MEC, pela maritimidade, ZCIT e pelos fenômenos *El Niño* e *La Niña*.

Molion (1993), ao estudar circulações de macro e mesoescala na região, definiu como principais mecanismos condicionantes de chuvas na bacia hidrográfica Amazônica:

- ▶ convecção causada pelo aquecimento da superfície durante o dia;
- ▶ linhas de instabilidade originadas na costa N-NE do litoral do Atlântico;
- ▶ aglomerados convectivos de meso e larga escala, associados com a penetração de sistemas frontais na região S/SE do Brasil e interagindo com a região Amazônica;
- ▶ o contraste térmico entre água e ar provoca convecção, movendo brisa em direção ao continente diurnamente e de modo contrário durante a noite, com movimentos de subsidência na área dos rios. Oliveira e Fitzjarrald (1993) denotam a existência de uma circulação fluvial no nível baixo de 1.500 a 2.000 metros, possuindo o sentido floresta-rio à noite e invertendo o sentido durante o dia.

Nas Normais Climatológicas do período 1961-1990, a precipitação total acumulada apresenta um valor cujo intervalo varia entre mínimo índice de 47 mm e máximo de 405 mm para a região e entorno.

Para representar a precipitação pluviométrica na área do empreendimento, buscou-se analisar os dados da estação meteorológica Macapá, da qual se podiam utilizar as normais climatológicas adequadas ao estudo.

O Gráfico 8.1-13 mostra a variação mensal da precipitação total média no período de 1961-1990 na Estação Macapá. Percebe-se nitidamente a existência de um período mais chuvoso no período de janeiro a maio (entre 300 mm a 350 mm, aproximadamente), com pico em março (410 mm) típico do Clima Equatorial com Subseca - 1 a 2 meses secos, o mês de outubro (35 mm) apresenta o menor índice de precipitação da série.

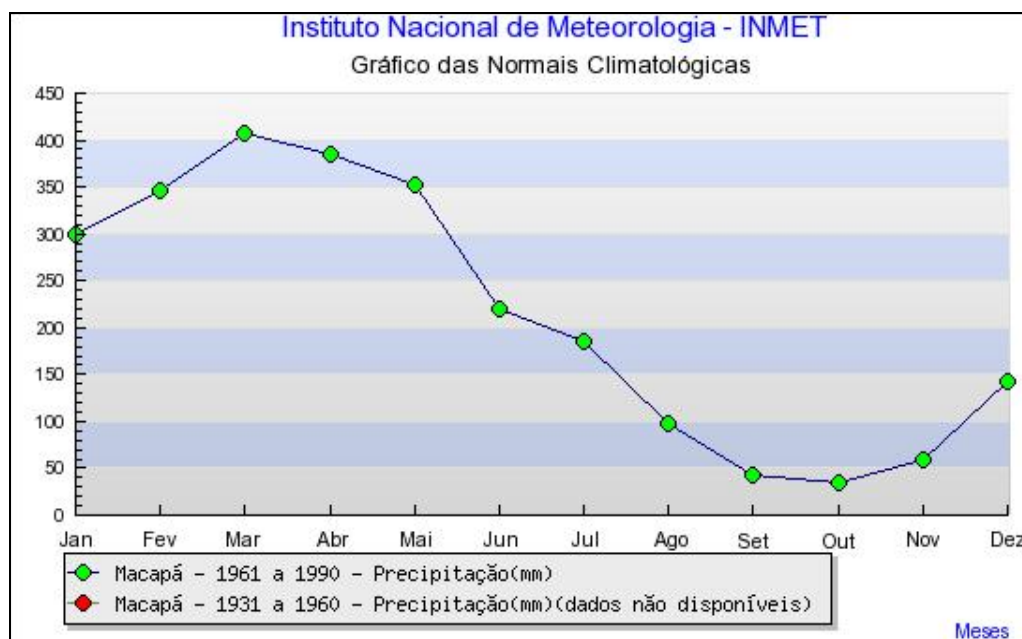


Gráfico 8.1-13 - Precipitação (Estação Macapá - INMET)

Por influência da maritimidade o índice de pluviosidade em Macapá é maior do que em Manaus, onde há pico máximo de 310 mm no mês de março, em comparação com os 410 mm no litoral (Gráfico 8.1-14). Os meses mais chuvosos foram março (320 mm) e abril (300 mm), enquanto os menos chuvosos foram julho (80 mm), agosto (60 mm) e setembro (80 mm).

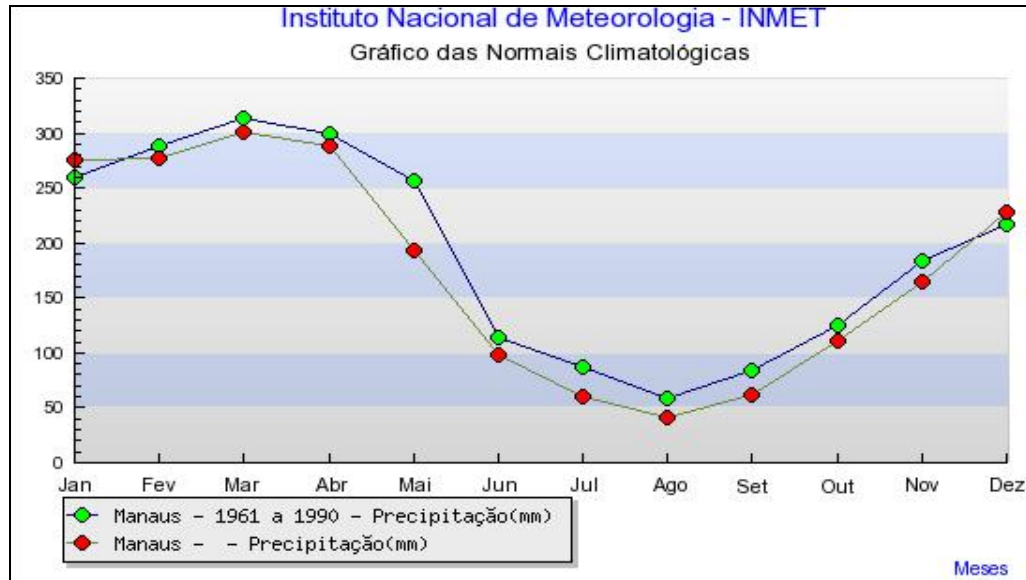


Gráfico 8.1-14 - Precipitação (Estação Manaus - INMET).

f) Umidade Relativa do Ar

A umidade do ar é inversamente proporcional à evaporação, condicionada pelo índice de precipitação (Gráfico 8.1-15 e Gráfico 8.1-16).

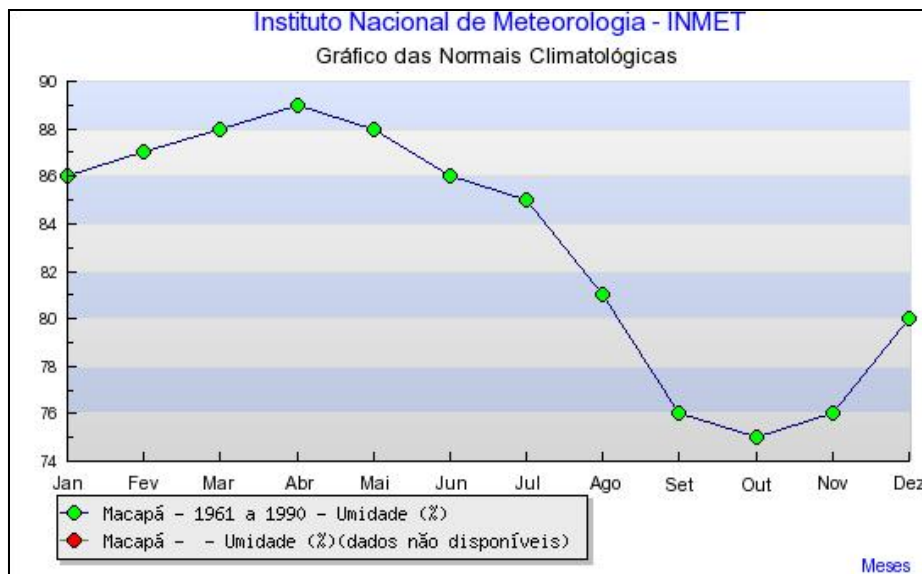


Gráfico 8.1-15 - Umidade (Estação Macapá - INMET)

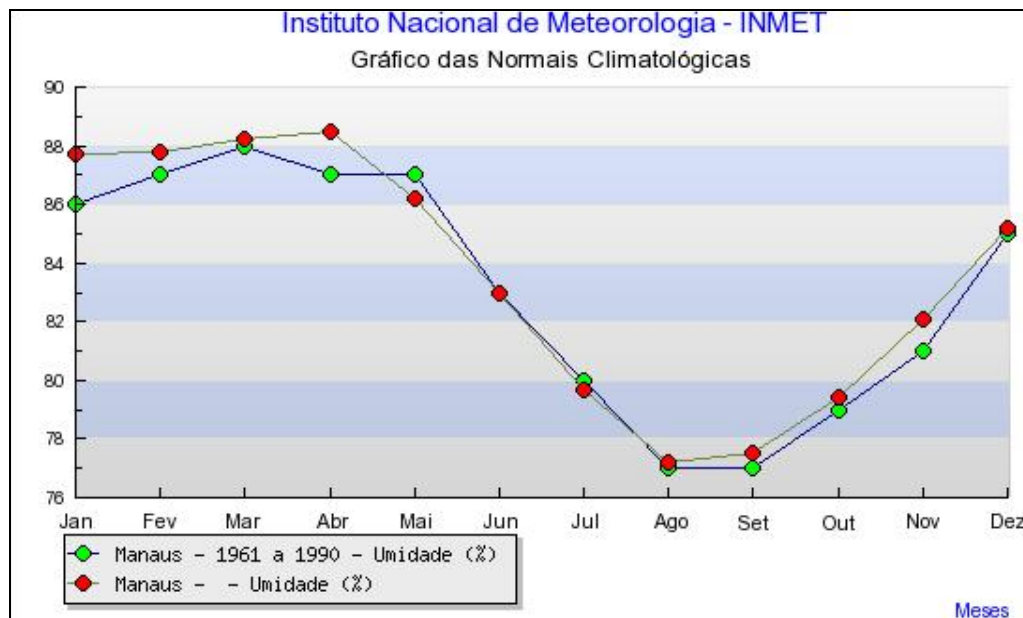


Gráfico 8.1-16 - Umidade (Estação Manaus - INMET)

O maior índice de umidade no ar foi atingido entre os meses de fevereiro e maio (87%), com pico máximo no mês de março (88%), vindo a declinar até 77% nos meses de agosto e setembro, então, voltando a aumentar até o mês de dezembro (85%).

De acordo com a análise apresentada no estudo, conclui-se que o clima na região pode ser caracterizado como Equatorial com subseca, com elevadas temperaturas em todos os meses do ano, com um a dois meses menos chuvosos ou de subseca.

8.1.3.2 - Análise de Microclima

Para ser possível a elaboração de um prognóstico de modificações no microclima local, são necessários dados de, no mínimo, 30 anos, uma vez que, do ponto de vista climatológico, o clima em dada região só é passível de apresentar mudanças neste período temporal de observação. Além disso, não existem estações climatológicas e mesmo meteorológicas na AAR da UHE Santo Antônio do Jari. Por isso, foram utilizados dados das estações Macapá e Manaus para a caracterização dos parâmetros atmosféricos citados acima.

Desta forma, consideramos que a realização de um prognóstico sobre mudanças no microclima da região realizado sobre dados climáticos inexistentes para a AAR seria inadequado. Soma-se a isto

o fato da construção do reservatório da UHE Santo Antônio do Jari não implicar em modificação no clima local reinante, uma vez que não causará interferências detectáveis nas condições de evapotranspiração local ou mesmo na nebulosidade. Outro fator relevante que mostra que a construção da UHE Santo Antônio do Jari não acarretará modificações no microclima local, deve-se ao fato do espelho d'água que se formará apresentar dimensões diminutas em relação à cobertura vegetal da floresta circundante. Um fato que exemplifica esta questão refere-se ao Lago Paranoá (DF) que foi planejado para amenizar as condições microclimáticas locais, porém, análises posteriores mostraram que tal resultado não foi alcançado; ou melhor, apenas uma faixa de 50 a 100m à margem do Lago sofria alguma influência perceptível (Resende, com. pess.).

8.1.3.3 - Nível Ceráunico Atuante na Área de Abrangência Regional

O nível ceráunico constitui um bom indicador da atividade elétrica da atmosfera em dada região, sendo muito utilizado para a determinação do quantitativo e na intensidade de descargas elétricas.

Os parâmetros meteorológicos de temperatura ambiente, umidade relativa do ar, precipitação, evaporação total, pressão atmosférica e nebulosidade, são bastante importantes na geração de descargas elétricas em uma determinada área, sendo, em parte, responsável pelo nível ceráunico desta região. Da mesma forma, a circulação atmosférica do ar atrelada aos aspectos geomorfológicos e localização geográfica, também contribui na intensidade e quantidade das descargas elétricas do local.

Agregado aos parâmetros e características ambientais já citados, os fenômenos climáticos de *El Niño* e *La Nina*, quando em períodos de atuação na região, podem provocar modificações no regime e na caracterização do nível ceráunico.

Em períodos sazonais de maior temperatura atmosférica, a ascensão do ar forma nuvens convectivas típicas de verão, quando o solo é aquecido mais rapidamente por radiação solar, perdendo para a atmosfera através da irradiação, também bastante rápido, todo calor armazenado durante o dia.

O aumento de convecção está relacionado à intensificação de formação de nuvens propícias às descargas atmosféricas elétricas. Estas estão associadas, comumente, a nuvens baixas geradas por movimentos de ascensão do ar. A fricção provocada pelos ventos ascendentes de forte

intensidade entre as partículas de água e gelo existentes nas nuvens *cumulunimbus* origina uma grande quantidade de cargas elétricas. As cargas elétricas positivas energizam a parte superior, enquanto as cargas negativas estão na parte inferior, acarretando assim, uma intensa troca de cargas positivas da superfície da terra para a área correspondente à presença da nuvem.

A concentração de cargas elétricas positivas e negativas faz surgir uma diferença de potencial que se denomina Gradiente de Tensão entre nuvem e terra. Porém, o ar apresenta uma determinada rigidez dielétrica em nível elevado. O aumento da diferença do gradiente de tensão poderá atingir um valor que supere a rigidez dielétrica do ar interposto entre nuvem e terra, fazendo com que as cargas elétricas negativas migrem na direção da terra, fenômeno conhecido como Descarga-Piloto.

Mantendo-se elevado o gradiente de tensão na zona entre a nuvem e a terra, surge de uma das ramificações da Descarga-Piloto, em função da aproximação com o solo, uma descarga ascendente, constituída de cargas elétricas positivas, denominadas de Retorno Principal, de grande intensidade, responsável pelo fenômeno conhecido como trovão, que é o deslocamento da massa de ar circundante ao caminhamento do raio, em função da elevação da temperatura e, conseqüentemente, do aumento do volume. Não se tem como precisar a altura do encontro entre estes dois fluxos de cargas que caminham em sentidos opostos, mas acredita-se que seja a poucas dezenas de metros da superfície do solo.

A Descarga de Retorno atingindo a nuvem provoca, numa determinada zona da mesma, uma neutralização eletrostática temporária. Na tentativa de manter o equilíbrio dos potenciais elétricos no interior da nuvem, surgem nestas, intensas descargas que resultam na formação de novas cargas negativas na sua parte inferior, dando início às chamadas descargas reflexas ou secundárias, no sentido da nuvem para a terra, tendo como canal condutor aquele seguido pela descarga de retorno que em sua trajetória ascendente deixa o ar ionizado.

Ao procurar um caminho para sua descarga, o raio atinge pontos mais altos e pontiagudos, onde existe maior concentração de cargas. As descargas ocorrem principalmente sobre áreas com terrenos mau-condutores, como os graníticos ou xistosos, ao invés dos bons-condutores, como os calcários e coberturas sedimentares inconsolidadas. Nos terrenos isolantes (mau-condutores), há a liberação de cargas elétricas para a superfície e essas cargas propiciam a queda do raio. A localização de áreas onde ocorrem descargas elétricas é determinada pela natureza litológica do solo e subsolo, que podem conter elementos magnéticos, condutores e/ou radioativos.

Oliveira (1986) realizou um estudo climatológico sobre a interação da convecção tropical e a penetração de sistemas frontais na Região Norte do Brasil, utilizando imagens históricas de satélites meteorológicos do período entre 1977 e 1981. Estes sistemas frontais provocam a formação de nuvens *cumulunimbus* (advindas das *Cumulus Congestus*, que são nuvens de maior extensão vertical, já que sua base está situada a 2 km de altura do solo, enquanto o topo fica a cerca de 18 km do solo), no sentido NW-SE, devido à direção preferencial de rajada dos ventos, apresentando máxima intensidade nos meses de verão, contribuindo no aumento do regime e quantidade de precipitação pluviométrica.

De acordo com Oliveira (1986), a atividade de relâmpagos diminui com o aumento da latitude. Isto se deve à diminuição da altitude da isoterma -10°C , diminuindo assim a profundidade de cargas negativas da nuvem. Em toda a extensão territorial do país, a maior incidência de raios ocorre entre os meses de janeiro e março, período sazonal de verão no Hemisfério Sul.

No Quadro 8.1-4 são apresentados os valores médios do Nível Ceráunico registrado no Brasil.

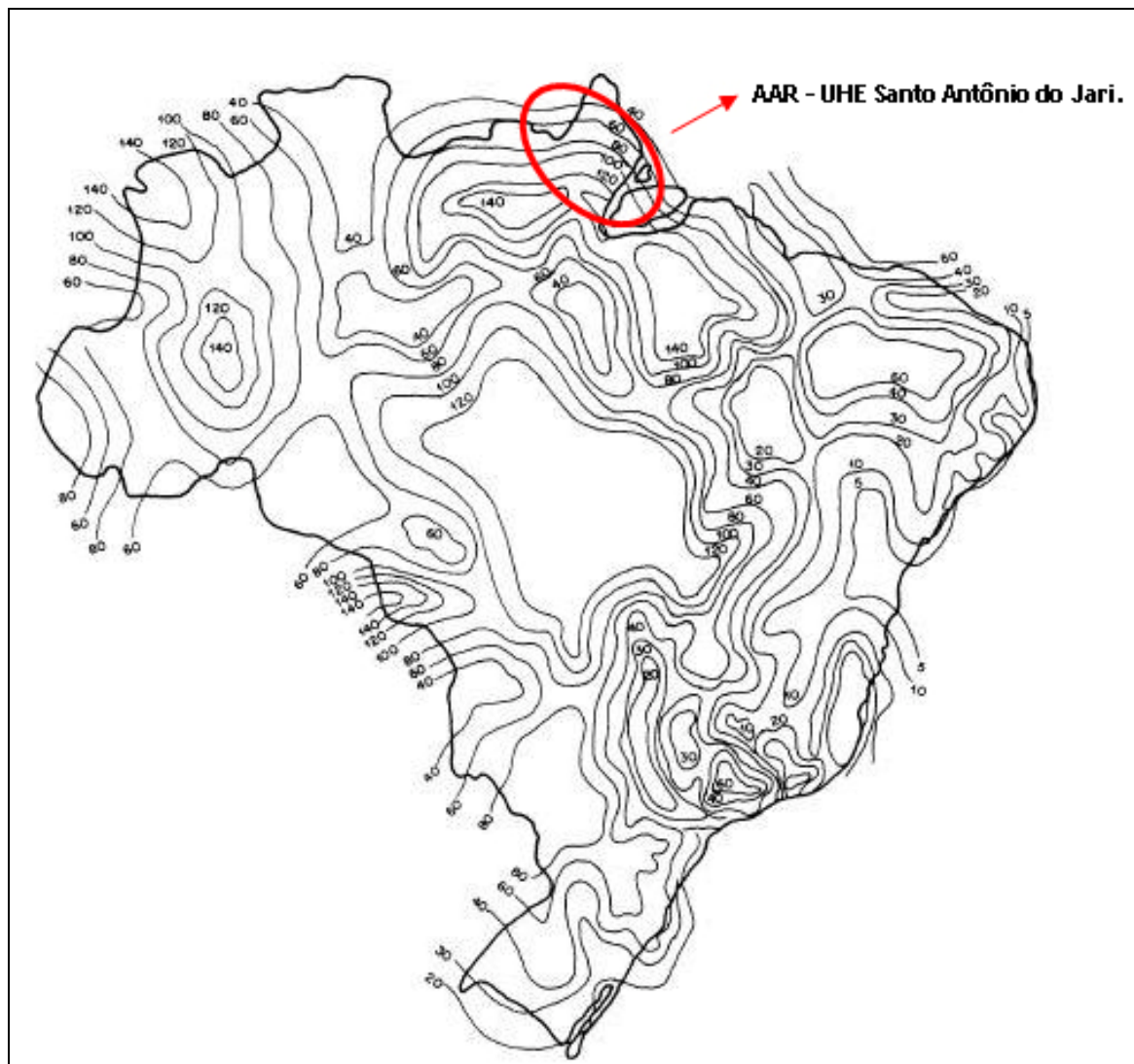
Quadro 8.1-4 - Nível Ceráunico no Brasil

Local	Td* - Nível Ceráunico	Densidade de Descargas Atmosféricas
Estado de São Paulo	40 a 100	4,02 a 12,65
Minas Gerais	40 a 120	4,02 a 15,88
Região Centro-Oeste	80 a 140	9,57 a 15,88
Região Amazônica	40 a 140	4,02 a 19,26
Região Nordeste (Litoral)	5 a 10	0,30 a 0,71
Região Nordeste (Sertão)	20 a 60	1,69 a 6,68
Região Sul	30 a 80	2,81 a 9,57

Fonte: NBR ISO 5419/2000. NOTA: * Td - Total de dias com ocorrência de trovoadas no ano.

Todo o território nacional foi mapeado, segundo o cruzamento de dados de ocorrência dos parâmetros meteorológicos e fenômenos climatológicos já descritos, buscando a classificação das áreas geográficas de ocorrência de descargas elétricas e seu respectivo nível ceráunico.

De acordo com a (Figura 8.1-1), a Área de Abrangência Regional da UHE Santo Antônio do Jari é enquadrada na classe que varia de 100 a 120 dias com ocorrência de descargas elétricas (Td - Nível Ceráunico).



Fonte: NBR ISO 5419/2000.

Figura 8.1-1 - Isoietas de Nível Isoceráunico no Brasil.

8.1.3.4 - Fenômenos Climáticos Atuantes - *El Niño* e *La Niña*

Os fenômenos *El Niño* e *La Niña* caracterizam anomalias de aquecimento ou resfriamento na coluna d'água superficial e subsuperficial do Oceano Pacífico Equatorial causando divergências nos níveis superiores, perturbando a circulação global. Ambos causam impactos significativos sobre o equilíbrio hidrológico e atmosférico global, e consequentemente regional, derivando de valor negativo ou positivo no Índice de Oscilação Sul (IOS). Durante um evento de *El Niño* há

desequilíbrio na célula de Walker, causando índices de oscilação sul negativos diretamente sobre a AAR do empreendimento. O Quadro 8.1-5 mostra um histórico dos anos de ocorrência dos fenômenos *El Niño* e *La Niña*, com a classificação do grau de intensidade dos fenômenos.

Quadro 8.1-5 - Ocorrências

El Niño		La Niña	
1877 - 1878	1888 - 1889	1886	1903 - 1904
1896 - 1897	1899	1906 - 1908	1909 - 1910
1902 - 1903	1905 - 1906	1916 - 1918	1924 - 1925
1911 - 1912	1913 - 1914	1928 - 1929	1938 - 1939
1918 - 1919	1923	1949 - 1951	1954 - 1956
1925 - 1926	1932	1964 - 1965	1970 - 1971
1939 - 1941	1946 - 1947	1973 - 1976	1983 - 1984
1951	1953	1984 - 1985	1988 - 1989
1957 - 1959	1963	1995 - 1996	1998 - 2001
1965 - 1966	1968 - 1970		
1972 - 1973	1976 - 1977		
1977 - 1978	1979 - 1980		
1982 - 1983	1986 - 1988		
1990 - 1993	1994 - 1995		
1997 - 1998	2002 - 2003		
2004 - 2005	2006 - 2007		

Legenda:	Forte
	Moderada
	Fraco

Fonte: INMET - Glossário Online.

Observa-se que os últimos episódios de *El Niño* observados tiveram duração perdurando de 6 a 15 meses. Analisando gráficos do ano de 2003 (Gráfico 8.1-17) pôde ser elaborado um estudo de comparação, utilizando índices de chuva acumulada do ano e a de chuva das Normais Climatológicas de 1961 a 1990, nas Estações Macapá e Manaus. Nota-se que durante o evento de *El Niño* ocorrido no ano de 2003 houve declínio no volume total de chuva acumulada mensal em comparação com a série histórica utilizada.

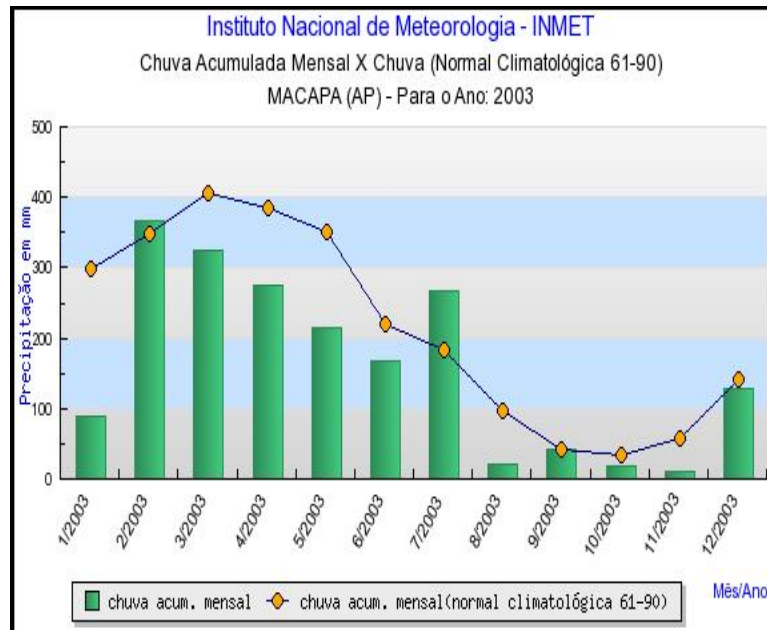
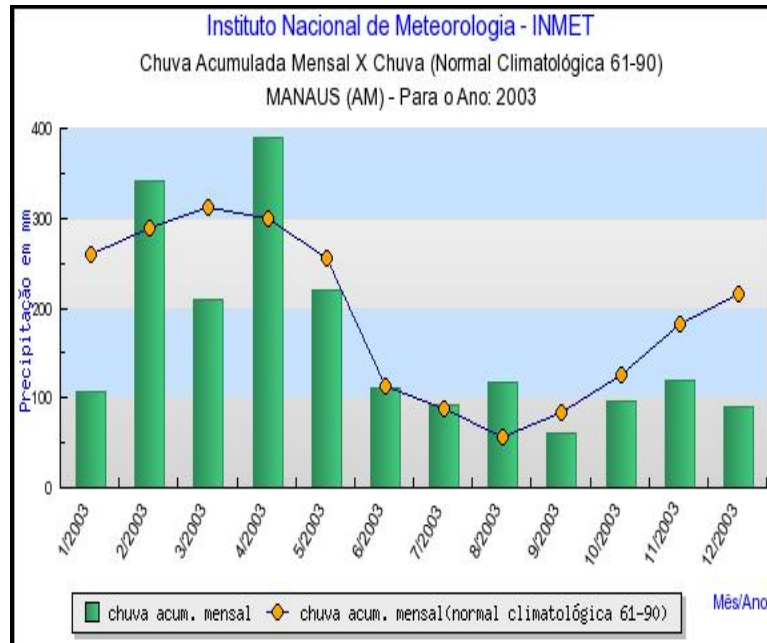


Gráfico 8.1-17 - Chuva Acumulada Mensal X Chuva (Estações Manaus e Macapá) - Ocorrência de *El Niño*

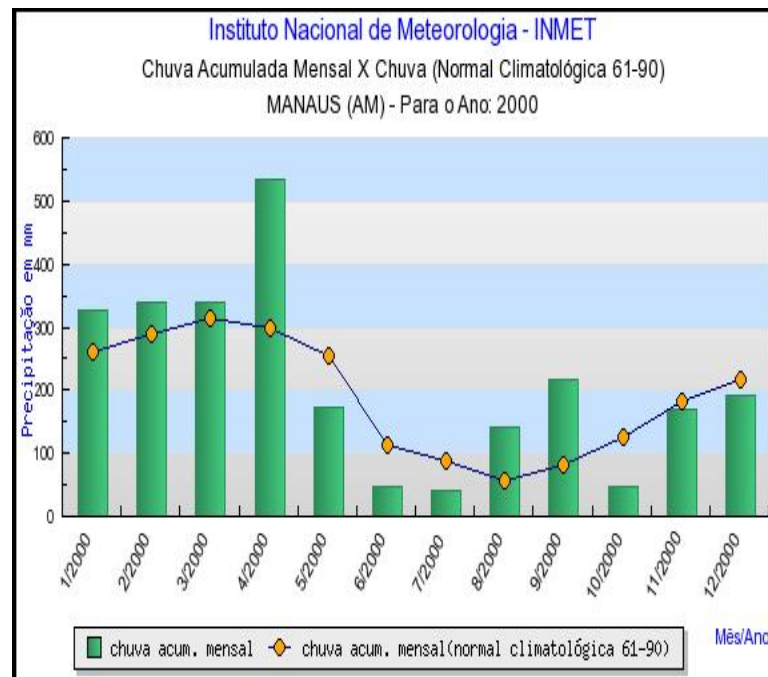
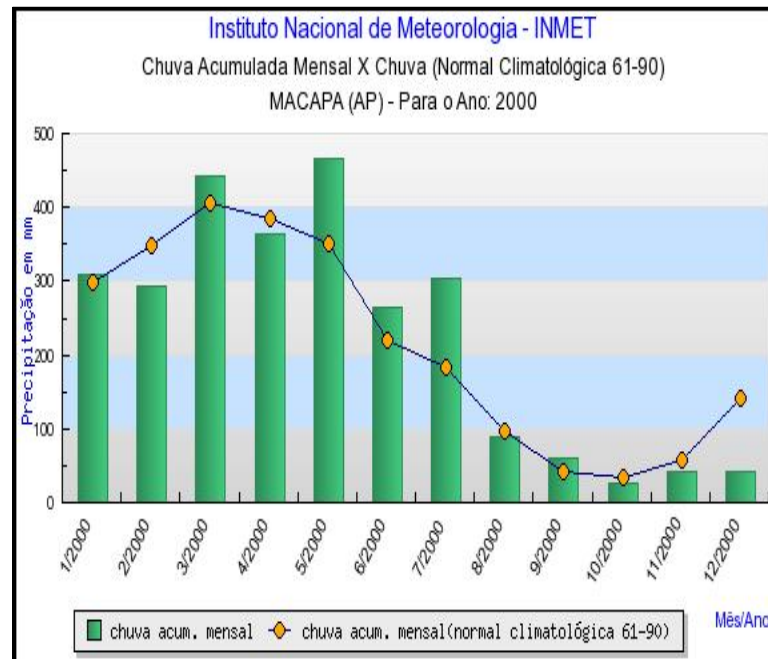


Gráfico 8.1-18 - Chuva Acumulada Mensal X Chuva (Estações Macapá e Manaus) - Ocorrência de La Niña.

Comparando o Gráfico 8.1-17 com o Gráfico 8.1-18, pôde ser visualizada a ocorrência do *La Niña* localmente. Nota-se que durante o *La Niña*, ocorrido no ano de 1999 a 2001, houve acréscimo no volume total de chuva acumulada mensal. Os efeitos do fenômeno climático *La Niña* têm atingido duração média de 5 meses a 2 anos.

A atuação destes fenômenos climáticos na AAR da UHE Santo Antônio do Jari influencia de forma bastante atuante e definida nas enchentes recorrentes que acometem as áreas ribeirinhas do curso do rio Jari, principalmente o município de Laranjal do Jari.

8.1.3.5 - Contribuição para Emissão dos Gases do Efeito Estufa (GEE)

As Emissões de Metano e Gás Carbônico em Reservatórios

A contribuição líquida das emissões de GEEs das hidrelétricas para o aquecimento global depende do balanço de carbono orgânico originalmente existente no ecossistema alagado pelo reservatório. Se for um ecossistema que acumula matéria orgânica, o CO₂ fixado deveria ser acrescentado às emissões das hidrelétricas. Contudo, se for um ecossistema que perca material, os gases liberados pelo sistema devem ser descontados das emissões da hidrelétrica.

A emissão de GEEs derivada da decomposição de material orgânico presente nas plantas e nos solos terrestres representa um fluxo líquido para a atmosfera, já que essa vegetação original do lago jamais se recuperará. A situação é diferente se as emissões são derivadas do material orgânico produzido por plantas vivas, sejam plantas aquáticas (algas ou herbáceas) do reservatório, ou plantas terrestres da bacia a montante cujos detritos são transportados para o fundo do reservatório. Neste caso, o gás carbônico, liberado durante a decomposição ou metabolismo, é fixado novamente pela fotossíntese das plantas, resultando numa emissão líquida próxima à zero.

As fitofisionomias sujeitas à inundação permanente pela formação do reservatório da UHE Santo Antônio do Jari são representativas dos ecossistemas locais e apresentam ampla distribuição, como exemplo, as Florestas Submontanas que vão desde as regiões denominadas de platô até nas proximidades com a calha, devido principalmente à geomorfologia local, como pode ser visto na margem do estado do Pará na localidade de Almerim. Nesta, o curso do rio corre por um vale encaixado na maior parte da área de influência do empreendimento. Assim, contabilizando somente as áreas com formações vegetais nativas passíveis de supressão constata-se aproximadamente 1.600 hectares, representados na maior parte por Florestas Ombrófilas Densas (Aluvial, Submontana e de ilhas), conforme o Quadro 8.1-6.

Quadro 8.1-6 - Áreas passíveis de supressão

Cobertura Florestal	Área (ha)	%
Capoeira	29.66	1,91
Floresta Ombrófila Densa Aluvial	594.79	38,26
Floresta Ombrófila Densa Aluvial (Ilha)	277.96	17,88
Floresta Ombrófila Densa Submontana	460.10	29,59
Floresta Secundária	106.06	6,82
Formação Pioneira	86.16	5,54
Total geral	1.554.73	100,00

Vale ressaltar que o reservatório da UHE Santo Antônio do Jari terá uma área total de 31,7 km². Desta área total, apenas 17,06 km² será de supressão, sendo 14,49 km² de área de floresta nativa e 1,06 km² de área com floresta secundária. Esta área é muito menor do que os grandes reservatórios amazônicos analisados nos estudos até agora realizados de emissão de gases do efeito estufa (conforme o Quadro 8.1-7), assim como a sua área alagada tem uma configuração muito diferente destes outros reservatórios, os quais tiveram a sua área em relação a calha original do rio ampliada em muitas vezes.

Outra vantagem deste empreendimento em relação aos demais reservatórios é que na UHE Santo Antônio do Jari está previsto o corte da vegetação em área alagável, diminuindo as emissões de GEEs deste reservatório.

Local antes da Construção do Reservatório

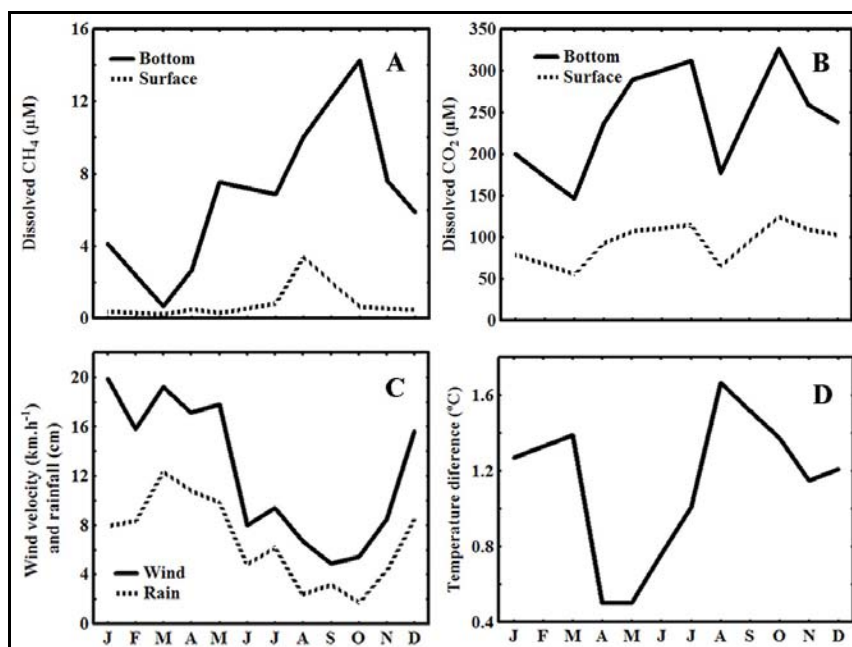
De acordo com os estudos do Programa LBA, programa este coordenado pelo INPA sobre biosfera-atmosfera na Amazônia, a floresta primária tropical úmida (floresta densa de terra firme) absorve cerca de 0,8 t-C/ha-ano (Malhi & Phillips, 2004). O local onde será implantado o reservatório sequestra cerca de 1.159 t-C/ano pela floresta primária. Já a floresta secundária absorve cerca de 8 t-C/ha-ano (Nishi *et al.*, 2005), assim, essa área sequestra atualmente cerca de 848 t-C/ano.

Características Físicas do Reservatório e suas Possíveis Influências Sobre as Emissões de Metano e Gás Carbônico

Para calcular as possíveis emissões de gases de efeito estufa do lago artificial de Santo Antônio do Jari, foram selecionadas algumas características físicas consideradas importantes para diversos estudos de gases de efeito estufa em reservatórios hidrelétricos: temperatura do ar e da

água, profundidade, largura do lago, área do reservatório, tipo de habitat, tempo de residência da água que entra no reservatório, vento, pluviosidade, radiação solar, umidade do ar, estratificação térmica do lago (Abril *et al.*, 2005; Devol *et al.*, 1990; Duchemin *et al.*, 2000; Lima *et al.*, 2002).

Entre todos os parâmetros acima considerados, durante o trabalho de Kemenes (2006), os que mais influenciaram as emissões de gases de efeito estufa foram a estratificação térmica (diferença da temperatura da superfície e do fundo do lago), fator diretamente correlacionado com o tempo de residência da água que entra no lago e a variação do tamanho do lago (área do lago), correlacionado com a quantidade de gases emitidos pelos lagos (Figura 8.1-2).



A) na concentração média superficial e de fundo de metano; B) na concentração média superficial e de fundo de gás carbônico, C) nos valores médios mensais de vento e pluviosidade no reservatório de Balbina entre fevereiro de 2005 e janeiro de 2006 e D) na diferença de temperatura entre a superfície e fundo (estratificação termal) (Kemenes *et al.*, no prelo)

Figura 8.1-2 - Variações Sazonais

Conforme o Quadro 8.1-7, o tempo de residência da água no reservatório da UHE Santo Antônio do Jari é baixo, assim como a área do reservatório.

Quadro 8.1-7 - Emissões médias anuais de metano e gás carbônico a montante de algumas barragens tropicais (em Gg-C/ano) com área inundada e tempo de residência da água.

Usina Hidrelétrica	CH ₄ (Gg-C/ano)	CO ₂ (Tg-C/ano)	Área máxima Inundada (km ²)	Tempo de residência da água (dias)
Balbina ^a	34,0	2,450	2.600,0	~ 200,0
Tucuruí (1 ^o fase)	105,0	2,700	2.440,0	~ 60,0
Tucuruí (2 ^o fase)	-	-	2.500,0	~ 60,0
Petit-Saut ^c	14,0	0,130	365,0	~ 30,0
Curuá-Una ^d	10,0	0,030	80,0	~ 30,0
Samuel ^e	16,0	0,600	550,0	~ 143,0
Santo Antônio do Jari	*3,6	*0,001	31,7	~ 1,5

^a Kemenes, 2006; ^b Fearnside, 2002; ^c Abril *et al.*, 2005; ^d Fearnside, 2004; Junk & de Mello, 1987; ^e Fearnside, 2005; - sem informação; * valores estimados através de regressão múltipla; G = 10⁹; T = 10¹²

O Tempo de Residência

O tempo de residência é um dos parâmetros mais importantes nos estudos limnológicos para estimar a formação de gases de efeito estufa em reservatórios artificiais e também ambientes naturais lênticos. Esse parâmetro é definido como a relação entre o volume total do reservatório e a sua vazão média. O tempo de residência está diretamente correlacionado com a estratificação térmica, onde quanto maior o tempo de residência maior a estratificação.

Nos estudos de Kemenes (2006), o vento e a pluviosidade tiveram fortes efeitos na estratificação termal e na estabilidade da coluna de água, influenciando, assim, a distribuição vertical de gases.

A estratificação termal efetivamente isola a camada inferior do lago da atmosfera, impedindo o equilíbrio hidrostático e promovendo o consumo de oxigênio com o acúmulo de gases metabólicos como CO₂ e CH₄ no fundo desse ambiente.

De acordo com os estudos ambientais previamente realizados no futuro reservatório da UHE Santo Antônio do Jari, para uma vazão média, o tempo de residência foi calculado como em apenas 1,5 dia, já o tempo de residência da água foi calculado como em 2 dias para uma mesma vazão mínima. Esse valor é realmente baixo, sendo um reflexo da vazão desse futuro lago e do tamanho do mesmo, de forma que se pode concluir que o mesmo não contribuirá de forma

significativa com a formação de gases de efeito estufa (metano e gás carbônico) no fundo do lago artificial a ser construído.

O tempo de residência foi modelado estatisticamente através de regressão simples para fornecer as possíveis emissões de gases (metano e gás carbônico, conforme o Quadro 8.1-8) utilizando para isso os dados reais de reservatórios amazônicos já em funcionamento.

O Tamanho do Reservatório

As emissões de metano têm correlação com o tamanho da área alagada (Kemenes, 2006). De acordo com os estudos ambientais realizados no futuro reservatório da UHE Santo Antônio do Jari, o tamanho aproximado do reservatório foi calculado em 3.170 ha numa cota 30 m, isso equivale a 31.700.000 m² (31,7 km²) aí incluída a calha do rio e as áreas naturalmente alagadas no período das cheias.

Essa área foi modelada estatisticamente através de regressão linear simples para fornecer o total das possíveis emissões de gases (metano e gás carbônico, conforme o Quadro 8.1-8) utilizando os dados reais do tamanho e emissões de reservatórios amazônicos já estudados e em funcionamento.

As emissões totais de CO₂ e CH₄ dos reservatórios hidrelétricos são aproximadamente proporcionais à área alagada.

A maior parte da superfície das represas implantadas na Amazônia permanece coberta por floresta morta, o que representa, junto com o material orgânico do solo que sobrou após o alagamento, o maior estoque de carbono orgânico presente no sistema, e a mais provável fonte de energia para as bactérias aeróbicas e metanogênicas na represa (Kemenes *et al.*, 2008). A retirada da parte aérea, conforme indicado no item 8.3-1 - Flora, poderá mitigar em 50% das emissões estimadas para a UHE Santo Antônio do Jari através dos dados das hidrelétricas amazônicas em funcionamento.

A Densidade Energética

Para análise da viabilidade do empreendimento, a razão entre o potencial energético e a área alagada, chamada de densidade energética (W/m²), é um fator frequentemente utilizado em

todo mundo para avaliar o potencial impacto da inundação após o represamento de um rio. As densidades energéticas de algumas hidrelétricas estão indicadas no Quadro 8.1-8.

Quadro 8.1-8 - Emissões médias anuais de metano e gás carbônico a montante de algumas barragens tropicais (em Gg-C/ano) com potencial energético e densidade energética.

Usina hidrelétrica	CH ₄ (Gg-C/ano)	CO ₂ (Tg-C/ano)	Potencial energético (MW)	�rea Inundada (km ²)	Densidade energética (W/m ²)
Balbina ^a	34,0	2,450	250	2.600,0	~ 0,10
Tucuruí (1 ^a fase) ^b	105,0	2,700	4.240	2.440,0	~ 1,74
Tucuruí (2 ^a fase)	-	-	8.370	2.500,0	~ 3,35
Petit-Saut ^c	24,0	0,130	120	365,0	~ 0,33
Curuá-Una ^d	20,0	0,030	60	80,0	~ 0,75
Samuel ^e	33,0	0,600	220	550,0	~ 0,40
Santo Antônio do Jari	*3,6	*0,001	300	31,7	~ 17,65

^a Kemenes, 2006; ^b Fearnside, 2002; ^c Abril *et al.*, 2005; ^d Fearnside, 2004; ^e Fearnside, 2005; - sem informa o; * valores estimados; G = 10⁹; T = 10¹²

A título de exemplo, a grande densidade energética prevista para a UHE Tucuruí (1,74 W/m²) foi uma das principais justificativas para sua cria o. A densidade energética da UHE Balbina, em contraste, foi excepcionalmente baixa (0,10 W/m²) num padrão mundial.

Nas hidrelétricas recentes, em constru o ou planejadas, observamos que essa preocupa o é evidente. Na hidrelétrica de Santo Antônio do Jari, o cálculo da densidade energética é de, aproximadamente, 17,65 W/m², o que faz com que ela esteja dentro dos objetivos mundiais da busca de uma melhoria climático-ambiental da produ o de energia elétrica limpa.

As hidrelétricas com valores de densidade energética inferiores a 5 W/m² não apresentam a possibilidade de ter Projetos de Mecanismo de Desenvolvimento Limpo (MDS), considerados referências para que recebam créditos de carbono junto ao Banco Mundial. Já hidrelétricas com densidades energéticas entre 5 e 10 W/m² podem receber créditos de carbono junto ao Banco Mundial caso apresentem estudos e inventários de emissões de GEEs.

Por outro lado, o caso da UHE Santo Antônio do Jari é ainda mais favorável uma vez que apresenta densidade energética acima de 10 W/m², de forma que nem mesmo necessitará realizar estudos de emissões de GEEs para receber créditos de carbono pelo Banco Mundial (Dos Santos & Rosa, 2004), bastando apenas dar entrada na documenta o necessária junto ao mesmo e aguardar pelos resultados técnicos capacitando ao crédito.

O valor de densidade energética será também utilizado para estimar quais as possíveis emissões de gases de efeito estufa por meio de modelagem estatística com regressão linear simples em comparação a valores de hidrelétricas amazônicas já estudadas e em funcionamento.

Através da relação entre a densidade energética e o total de carbono emitido por reservatório amazônico por meio de regressão linear simples, foi determinada uma equação estatística utilizada para estimar as possíveis emissões dos futuros reservatórios amazônicos a serem construídos.

A Idade do Reservatório

Não existe uma relação clara entre emissões a jusante e a idade das hidrelétricas na Amazônia (Kemenes *et al.*, 2008 A).

Assim, o quadro a seguir caracteriza as emissões de gases de efeito estufa a montante das barragens hidrelétricas, pois utiliza o parâmetro tamanho da área alagada que tem um resultado prático já comprovado em diversas pesquisas de campo. Através dele, podemos observar o tempo médio de residência e o tamanho máximo dos reservatórios já em funcionamento (Balbina-AM, Samuel-RO, Curuá-Una-PA, Tucuruí-PA e Coaraci-Nunes-AP) e os projetados e em fase de implementação (Santo Antônio do Jari-AP) na Amazônia.

Por meio da relação entre os parâmetros físicos e do total de carbono emitido por reservatório amazônico, através de regressão linear simples, foram determinadas equações estatísticas utilizadas para estimar as possíveis emissões dos futuros reservatórios amazônicos a serem construídos.

Sendo assim, consideram-se as informações mostradas no Quadro 8.1-7 o resultado mais adequado para se estimar as futuras emissões do reservatório da UHE Santo Antônio do Jari.

As Emissões de Metano e gás Carbônico a Jusante da Barragem

Os estudos de emissões de GEEs em hidrelétricas têm focado predominantemente os fluxos superficiais nos reservatórios a montante das barragens. Entretanto, alguns estudos de hidrelétricas tropicais têm demonstrado que as emissões de GEEs a jusante das barragens também são significativas e importantes no balanço de carbono de uma hidrelétrica (Galy-Lacaux

et al., 1999; Fearnside, 2002; 2004; Abril *et al.*, 2005; Kemenes, 2006; Kemenes *et al.*, 2007; Kemenes *et al.*, 2008A; B).

Para estimar as emissões de metano e gás carbônico a jusante da UHE Santo Antônio do Jari, foi aplicado o mesmo valor de Potencial Energético médio das hidrelétricas amazônicas (0,43 tC/MWh, Kemenes *et al.*, 2007; Abril *et al.*, 2005), com a potência energética transformada em horas/ano (Quadro 8.1-9).

Quadro 8.1-9 - Emissões médias anuais de metano e gás carbônico (juntos) a jusante de algumas barragens tropicais (em Gg-C/ano) com potencial energético.

Usina hidrelétrica	Potencial energético (MW)	Emissões a jusante (Gg-C-CO ₂ /ano)	Índice de Potencial Energético (t-C-CO ₂ /MWh)
Balbina	250	488	0,44
Tucuruí 1ª fase	8.370	8.049	0,43
Petit-Saut	120	221	0,42
Curuá-Una	60	*114	0,43
Samuel	220	*410	0,43
Santo Antônio do Jari	300	*65	0,04

* valor estimado; G = 10⁹

A tomada de água das turbinas de Santo Antonio do Jari é como as outras hidrelétricas em funcionamento na Amazônia (Tucuruí e Curuá-Una, PA; Balbina, AM; e Samuel, RO), no fundo do lago que apresenta pouco mais de 19 m de profundidade e o início da abertura para a comporta ensecadeira se situa a cerca de 28 m de profundidade.

O estrato de água que penetra nas turbinas, entretanto, depende do grau de estratificação térmica do reservatório, já comentado acima. Se o reservatório não estratifica o fluxo que entra nas turbinas é uma integração das concentrações de gases de todas as profundidades da tomada de água. Contudo, se ele estratifica, o gradiente de densidade deriva apenas do estrato mais fundo do lago e chega às turbinas como uma camada horizontal rente ao fundo (Thornton *et al.*, 1990; Hocking *et al.*, 1988; Ivey and Imberger, 1978).

Para a UHE Santo Antônio do Jari, apesar da tomada de água ser ao fundo como as outras hidrelétricas amazônicas, o grau de estratificação é menor do que nas outras, com o tempo de residência de apenas 1,5 dia em média, ou seja, praticamente inexistente. Assim, a tomada de água será uma integração entre as concentrações de gases de todas as profundidades em frente a entrada de água (17 m até o fundo) e, com isso, o valor de índice de potencial energético

utilizado por ela deve ser de cerca de dez vezes ou menor ao das outras hidrelétricas amazônicas que estratificam intensamente (Quadro 8.1-9).

Discussão e Conclusões

Muitas são as fontes de carbono em uma hidrelétrica tropical que devem ser devidamente avaliadas nos estudos de impacto ambiental. Diversos trabalhos vêm sendo realizados enfocando as emissões de gases de efeito estufa a montante das barragens hidrelétricas. Entretanto, a jusante das barragens é uma fonte significativa de gases de efeito estufa que ainda deve ser analisada de maneira mais precisa.

A quantidade de carbono que é sequestrada e/ou emitida pela área do reservatório antes da sua construção deve estar devidamente contabilizada no balanço final. Já as emissões resultantes do transporte, construção e mão-de-obra são de difícil avaliação.

Estimativa do Balanço Final Anual das Emissões de Gases de Efeito Estufa da UHE Santo Antônio do Jari (resultados em t-C/ano):

$$AR + EM + EJ = ET$$

Onde:

AR (Área de Floresta Primária e Secundária antes da Construção do Reservatório) = 2.834 t-C/ano

EM (Emissões de GEEs a Montante da Barragem) = 4.600 t-C/ano

EJ (Emissões de GEEs à Jusante da Barragem) = 65.000 t-C/ano

ET (Emissão Total de GEEs) = 72.434 t-C/ano = 72,4 Gg-C/ano

Essa estimativa é referente apenas aos primeiros três a cinco anos após o fechamento da barragem, nos anos posteriores as emissões devem ser sucessivamente mais baixas, podendo ser realizados estudos locais para determinar a intensidade dessa diminuição ao longo dos anos.

Os dados disponíveis para modelar as emissões à jusante das barragens hidrelétricas (EJ) ainda são poucos [existem apenas duas hidrelétricas estudadas nesses locais (Balbina, Kemenes, 2006; Petit-Saut, Abril, 2005)], o que possibilita considerar, em função da dimensão dos impactos

destes empreendimentos, que os valores acima estimados, a jusante, são elevados, havendo necessidade de estudos mais detalhados para uma modelagem correta e dentro da realidade.

De forma geral, após análise detalhada dos estudos diagnósticos da UHE Santo Antonio do Jari, quanto à geração de energia e emissão de gases de efeito estufa, esta mostrou-se uma hidrelétrica que está dentro de um contexto ecológico-ambiental atual, o que não significa que a geração de energia desse empreendimento esteja isenta de poluição, mas, de certo modo, compensa as emissões de GEEs.

As estimativas das emissões de GEEs pela UHE Santo Antônio do Jari demonstraram que esta servirá como um exemplo para a construção das novas hidrelétricas amazônicas, uma vez que os valores estimados nesta encontram-se bem abaixo dos analisados para outras unidades hidrelétricas amazônicas já em funcionamento.

8.1.4 - Recursos Hídricos

O rio Jari, em seus 845 km de extensão, possui uma bacia contribuinte de cerca de 57.961 km² e tem como afluentes principais: os Igarapés Pinheiro e Ximim-Ximim, os rios Ipitinga, Carecuru, Noucuru, Mapaoni, Curapi, Culari, Cuc, Icouara, Mapari, Murucu e Iratapuru.

Sendo o delimitador da fronteira dos estados do Amapá e Pará, o rio apresenta grande importância regional, sendo um dos principais vetores de ocupação na região, especialmente no seu trecho navegável que compreende a porção inferior do rio, na altura da Cachoeira de Santo Antônio. A partir deste ponto, rio acima, a existência de diversas cachoeiras dificulta a navegação e restringem a ocupação humana nesta parte da Amazônia. As principais cachoeiras que se formam ao longo do curso do rio Jari são: Cachoeira de Santo Antônio, Cumari, Inajá, Aurora, Maçaranduba, Guaribas, do Rebojo e do Desespero.

A bacia do rio Jari pode ser subdividida em 9 unidades, conforme mostra o Mapa de Ottobacias (Mapa 2324-00-EIA-DE-2003), onde foi utilizada a divisão baseada nas ottobacias, adotada pela ANA e pelo Ministério do Meio Ambiente para classificação e divisão de bacias hidrográficas.

O rio Iratapuru, afluente da margem esquerda hidrográfica do Jari, desenvolve o seu traçado no sentido Norte/Sul, com cerca de 175 km. Ocupa uma área de 4.761 km², correspondente a 11,93% do espaço ocupado pelos cursos d'água ou 11,80% do espaço municipal, hoje importante produtor de castanha-do-Brasil.

O rio Noucuru, afluente da margem esquerda do Jari, com direção Norte/Sul no seu curso de 100 km, no interior do município, ocupa uma área de 2.025 km², ou 6,40% do espaço ocupado pelos cursos d'água ou 6,33% do espaço municipal. O rio Mapari, com direção também Norte/Sul, predominantemente, com 225 km de extensão, ocupa uma área de 4.559 km², com 13,83% do espaço dos cursos d'água e/ou 13,67% do espaço municipal de Laranjal do Jari.

O rio Cuc, com direção NE/SW, com 75 km de extensão, ocupando uma área de 4.790 km², correspondente a 13,90% do espaço dos cursos d'água e 13,76% do espaço municipal, na margem esquerda. É um dos mais importantes pela grande afluição de garimpeiros, em épocas passadas.

O rio Culari, com direção ligeiramente Norte/Sul, tem em torno de 70 km de extensão, recobrando uma área de 3.000 km², equivalente a 9,47% do espaço dos cursos d'água ou 9,37% de todo o espaço municipal. O mesmo rio, com direção NW/SE, possui uma extensão de 87 km, aproximadamente, o equivalente a uma área de 1.000 km², com 3,16% do espaço dos cursos d'água ou 3,12% do espaço municipal.

O Igarapé Ximim-Ximim, de direção NW/SE, com 75 km de extensão e uma área de 1.050 km², correspondendo a 3,32% do espaço ocupado pelos cursos d'água e 3,285% do espaço municipal.

Por último, ainda na margem esquerda do Jari, encontra-se o rio Mapaoni, em direção NW/SE, com 95 km de extensão, numa área de 3.375 km² que equivale a 10,66% do espaço ocupado pelos cursos d'água ou 10,54% de todo o espaço municipal.

O rio Jari possui inúmeras cachoeiras em seu traçado, entre as quais merecem destaque as cachoeiras de Santo Antônio, Itapeuara, Itacarará, Chafariz, Das 7, Aurora, Ipitinga, Urucupatá, Cuamba e Guaribas, entre outras. Destas, por sua posição geográfica, a primeira a ser encontrada e apresentando perfeita navegabilidade para barcos de médio/grande porte até bem próximo de sua queda é a cachoeira de Santo Antônio, que se mostra exuberante para visitação pública, sem contar com o grande potencial energético que possui. Apesar dessas características citadas não há empreendimentos existentes ou inventariados na bacia do Rio Jari. A EPE Empresa de Pesquisa Energética, que possui registro ativo para a realização dos Estudos de Inventário Hidrelétrico, não inventariou empreendimentos neste sentido para a bacia hidrográfica do Rio Jari, localizada na sub-bacia 13, bacia hidrográfica do Rio Amazonas, nos Estados do Pará e do Amapá, conforme despacho da ANEEL nº 3.077, de 29 de dezembro de 2006.

8.1.4.1 - Regime Hidrológico

A série de vazões médias mensais afluentes ao aproveitamento, cujo reservatório está situado a montante da Cachoeira de Santo Antônio, foi definida para o período de JAN/1952 a MAI/1999 nos estudos de “Atualização do Projeto Básico”.

A atualização para o ano de 2006 foi realizada com base nos registros de medição de descarga e de cotas médias diárias para o posto fluviométrico de São Francisco no rio Jari (ANA - 19150000), localizado logo a jusante da foz do rio Iratapuru, com falhas preenchidas por correlação com o posto Porto Platon (ANA - 30400000) no rio Araguari, estado do Amapá.

A extensão da série para o ano de 1931, de forma a abranger o período crítico do Sistema Interligado Nacional (SIN), objetivando a futura realização de estudos energéticos integrados, foi realizada após a análise crítica dos dados constantes no Sistema de Informações do Potencial Hidrelétrico Brasileiro (SIPOT) para o aproveitamento, confrontados com os resultados da simulação de modelo CHUVA X DEFLÚVIO (SMAP) e de correlações diretas entre as alturas pluviométricas e vazões registradas.

As vazões mínimas anuais de 7 dias consecutivos foram obtidas a partir da série de vazões médias diárias calculadas com base nos registros de medição de descarga e de cotas médias diárias constantes no banco de dados da ANA (Hidroweb) para o posto fluviométrico São Francisco no rio Jari, que ajustadas a uma função estatística forneceram o valor da vazão característica Q7,10 (Anexo 1).

Série Base

A partir dos registros de medição de descargas líquidas e de cotas médias diárias obtidas no banco de dados Hidroweb da Agência Nacional de Águas (ANA) referentes ao posto fluviométrico de São Francisco no rio Jari (ANA - código 19150000), foi gerada uma série de vazões médias mensais para o período de JUL/1972 a NOV/2006.

A série gerada foi comparada à apresentada pela JESA/LEME nos estudos de “Atualização do Projeto Básico” de MAR/2000 no período comum aos anos de 1973 a 1998. Para o período considerado, a série gerada forneceu o valor médio de 981 m³/s e apresentado pela JESA/LEME em 2000 o valor de 972 m³/s, resultando em uma diferença de 0,8%.

Devido a esta pequena diferença entre os valores médios para as séries e considerando o histórico dos estudos e procedimentos adotados na geração da série pela JESA/LEME Engenharia em 2000, resultando em um trabalho consistente e de boa confiabilidade, a série fornecida nos estudos JESA/LEME 2000 foi adotada como base para sua atualização e extensão.

A atualização da série foi realizada até o ano de 2006 a partir da série gerada dos registros hidrológicos constantes do banco de dados da ANA referentes ao posto fluviométrico de São Francisco (ANA - código 19150000).

Os valores de vazão para os meses de maio e junho de 2005 foram obtidos por correlação com o posto Porto Platon no rio Araguari. Os valores correlacionados foram obtidos das séries consistidas de vazões médias mensais da Hidroweb.

Série Estendida

A extensão da série foi realizada para o ano de 1931 com o objetivo de abranger o período crítico do sistema interligado e de atender à amplitude das séries utilizadas pelo Sistema Interligado Nacional (SIN), considerando a futura realização de estudos energéticos de forma integrada a este sistema.

Devido à inexistência de dados de postos fluviométricos que pudessem subsidiar na extensão da série de vazões, tanto na bacia do rio Jari como nas bacias contíguas ou mesmo próximas, buscaram-se alternativas para a extensão, seja através da simulação de modelo CHUVA X DEFLÚVIO (SMAP), de correlação direta entre as alturas pluviométricas e vazões registradas ou mesmo pela adoção da série apropriada do SIPOT para o posto São Francisco no rio Jari, para o período de JAN/1931 a DEZ/1998.

A seguir são apresentados os resultados dos estudos e considerações para a extensão da série para o ano de 1931.

Modelo Chuva x Deflúvio (SMAP)

Para a aplicação do modelo SMAP foram utilizados os dados de precipitação da estação pluviométrica Santarém-Taperinha (código 254001), situada no município de Santarém, no estado do Pará, selecionada dentre outras estações pluviométricas investigadas. Fator determinante para a sua seleção foi a extensa série de dados disponíveis (JAN/1931 a DEZ/1982).

Os dados evaporimétricos foram obtidos do posto climatológico 51001-Macapá e corrigidos para o local do posto São Francisco no rio Jari por um fator constante, de forma a se obter uma evapotranspiração anual média de 1.600 mm.

O modelo SMAP foi calibrado para os valores de vazão média mensal, observados no Posto São Francisco no rio Jari, para o período de DEZ/1954 a DEZ/1959.

Correlação Altura Pluviométrica x Vazão

Para a extensão da série por correlação entre altura pluviométrica e vazão, foi realizada a calibragem por correlação direta de precipitação quadrimestral (soma das precipitações do mês e dos três anteriores ao da medição de descarga) obtidas do posto Santarém-Taperinha (código 254001) versus vazões médias mensais na estação São Francisco, no rio Jari. A precipitação quadrimestral foi adotada dentre as várias plurimensais estudadas, por apresentar o melhor ajuste.

O período considerado foi o mesmo da calibragem pelo modelo SMAP, de DEZ/1954 a DEZ/1959.

Série SIPOT

A série de vazões médias mensais para o período de JAN/1931 a DEZ/1998 foi obtida do banco de dados do Sistema de Informações do Potencial Hidrelétrico Brasileiro (SIPOT) e é apresentada no Quadro 8.1-10.

Quadro 8.1-10 - Descarga Média Mensal
(m³/s) São Francisco no rio Jari - Dados SIPOT

Ano	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
1931	144	651	1457	1608	1865	1545	1137	666	373	234	154	113
1932	176	691	1133	1096	1001	692	334	193	126	88	57	41
1933	58	439	1197	1808	1747	1277	1018	746	377	235	164	129
1934	315	1382	2167	2538	2474	1901	1288	736	471	330	238	227
1935	314	1179	1558	1743	2266	1702	1145	668	410	270	185	151
1936	481	1304	1664	1825	1561	1058	573	334	220	151	109	79
1937	78	264	1152	1630	1887	1548	1256	822	430	270	183	128
1938	157	496	1009	1595	1596	1201	960	670	331	190	125	109
1939	408	1013	1693	2057	2122	1585	1273	927	499	287	182	123
1940	401	417	833	1584	1821	1307	995	721	376	229	146	108
1941	114	448	1225	1643	1520	1467	1000	529	328	218	150	117
1942	300	935	1671	2101	2024	1697	1382	920	480	290	189	145
1943	375	529	1272	1847	1658	1260	823	465	283	179	125	118

Ano	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
1944	355	975	1459	1900	2078	1435	1067	794	431	269	183	153
1945	522	1404	2041	2257	2213	1615	1064	642	399	269	188	138
1946	349	930	1498	1927	1754	1644	1122	612	380	254	181	151
1947	457	1149	2243	2388	2598	1842	1297	886	529	353	276	297
1948	640	1400	2020	2128	2135	1568	998	571	371	258	173	129
1949	409	645	1140	1922	2711	2067	1735	1346	929	575	335	232
1950	428	1229	2280	2333	2372	1985	1472	919	532	340	227	174
1951	164	280	1002	1588	1881	1255	701	439	298	214	156	160
1952	1093	1210	1911	2803	1886	2158	1933	1338	742	419	417	337
1953	404	932	1624	2495	2623	2259	1667	877	419	266	131	113
1954	197	704	1501	1355	1469	1430	1206	894	568	400	275	146
1955	161	1127	1298	2152	2623	2166	1559	1264	826	516	366	365
1956	279	753	1770	3085	2724	1906	1384	930	709	431	289	281
1957	762	1078	1123	1201	2518	2609	1865	1126	661	362	190	169
1958	208	290	741	1409	1091	761	451	442	187	112	34	30
1959	360	724	1291	1952	2363	1955	1597	827	591	254	311	156
1960	454	744	1178	1591	1818	2094	1886	1194	755	347	242	210
1961	453	1318	937	1250	2161	1984	1579	1002	583	371	439	565
1962	678	1126	1178	2339	2230	1838	1454	1070	591	332	275	239
1963	404	991	1340	2012	2242	2018	1492	944	507	331	382	506
1964	705	1014	1490	1136	2036	1974	1315	988	629	370	196	202
1965	511	910	1586	776	1644	1241	1005	626	543	202	113	50
1966	220	313	1312	1369	2112	1405	1316	1184	727	333	275	212
1967	600	1469	1799	1089	2902	2304	1947	1182	647	391	257	176
1968	236	521	1134	1770	2388	2630	1940	1219	797	497	483	562
1969	779	711	656	2469	3219	2028	1367	873	495	236	106	76
1970	107	193	1345	1954	1321	1128	1053	1113	701	427	669	327
1971	473	1427	1697	2721	2726	2780	1984	1241	822	576	347	228
1972	423	702	1194	2214	2362	1487	1071	665	437	209	191	145
1973	357	558	1027	835	2027	2202	1144	738	578	388	313	594
1974	971	1992	2282	2214	1583	2442	2357	1638	933	665	444	467
1975	603	1060	1193	2190	1880	2357	1512	1283	973	517	325	322
1976	558	1405	2352	3030	2832	2292	1856	1048	640	355	198	202
1977	385	680	1286	1578	3052	2034	1357	960	564	405	189	322
1978	646	608	790	1787	1872	1394	1084	975	710	470	287	366
1979	388	984	2083	2130	2935	2177	1479	1159	726	489	337	356
1980	637	602	1135	2056	1548	1456	1074	774	471	251	200	142
1981	303	655	313	507	1376	995	1006	685	480	242	104	110
1982	551	1214	1491	2388	2526	1866	1067	779	461	219	118	85
1983	198	258	384	951	702	464	366	396	209	88	55	52
1984	142	423	981	1083	2466	1657	1121	675	486	280	232	162
1985	393	552	1151	821	2136	2316	1376	1059	637	324	298	618
1986	806	877	984	1282	1283	1917	1398	737	438	221	179	183
1987	538	577	647	920	1626	992	779	447	249	116	62	51
1988	273	709	660	902	2472	2091	1791	932	675	410	201	458
1989	914	1173	2041	2459	3169	2999	2224	1234	727	598	567	477

Ano	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
1990	705	1032	1442	2156	1894	1608	1038	763	505	241	148	145
1991	507	1235	1183	1197	1980	2831	1614	1226	719	409	234	133
1992	194	466	1168	1831	1003	712	557	496	224	95	84	126
1993	372	553	964	1773	1807	1106	840	578	339	217	302	336
1994	668	1176	1587	1852	2701	2015	1272	915	536	479	279	318
1995	780	567	1315	1367	2107	2803	1683	855	556	286	237	266
1996	869	1127	1928	2586	2641	2907	2559	1605	909	575	399	366
1997	668	967	1316	1252	1717	1122	861	764	357	125	89	99
1998	239	336	653	939	1118	988	843	494	252	131	102	112

Considerações sobre as Séries Estendidas

O Quadro 8.1-11 apresenta o resumo comparativo dos resultados das séries geradas para os diversos períodos com as extensões até JAN/1931 e atualizações até DEZ/2006.

Quadro 8.1-11 - Resumo das Descargas Médias Mensais (m³/s)

Período	Vazão Média	SIPOT	Atualização 2006	SMAP	Precipitação Quadrimestral
JAN/1931 a DEZ/1951	MIN	41	-	50	14
	MED	899	-	979	1030
	MAX	2711	-	3449	2871
JAN/1952 a DEZ/1998	MIN	30	30	30	30
	MED	1008	1008	1008	1008
	MAX	3219	3219	3219	3219
JAN/1952 a DEZ/2006	MIN	30	30	30	30
	MED	1031	1031	1031	1031
	MAX	4741	4741	4741	4741
JAN/1931 a DEZ/1998	MIN	30	30	30	14
	MED	974	1008	999	1015
	MAX	3219	3219	3449	3219
JAN/1931 a DEZ/2006	MIN	30	30	30	14
	MED	995	1031	1017	1031
	MAX	4741	4741	4741	4741

Para o período de JAN/1952 a DEZ/1998, todas as vazões possuem o mesmo valor, concluindo que a série do SIPOT considerou os dados apresentados nos estudos de JESA/LEME, 2000.

Para o período de JAN/1952 a DEZ/2006, séries com valores atualizados, as vazões médias sofreram um pequeno acréscimo com relação ao período de JAN/1952 a DEZ/1998 (série

JESA/LEME, 2000) passando de 1.008 m³/s para 1.031 m³/s. A vazão máxima passou de 3.219 m³/s para 4.741 m³/s e a mínima se manteve em 30 m³/s.

Para o período de JAN/1931 a DEZ/1951, as vazões médias mensais obtidas pelos processos de extrapolação foram superiores em 9% (SMAP - 979 m³/s) e 15% (Precipitação Quadrimensal - 1.030 m³/s) com relação à série apresentada pelo SIPOT (899 m³/s).

Comparando os valores à média obtida para o período de JAN/1952 a DEZ/2006 (série JESA/LEME 2000, atualizada para 2006 - 1.031 m³/s), a calculada pelo método SMAP (979 m³/s) é 4% inferior, a obtida por Correlação Quadrimensal é praticamente nula (1.030 m³/s) e a média do SIPOT (899 m³/s) 8% inferior.

Considerando as séries para o período total JAN/1931 a DEZ/2006, as diferenças com relação ao valor médio da série JESA/LEME 2000, atualizadas para 2006 (1.031 m³/s), foram 4% inferiores para o valor médio da série SIPOT (995 m³/s), 1% para a série SMAP (1017 m³/s) e nulo para a Correlação Quadrimensal. A Correlação Quadrimensal apresentou valor mínimo de 14 m³/s, sendo que as demais obtiveram o mesmo valor de 30 m³/s. Os valores de vazão máxima foram os mesmos para todas as séries (4.741 m³/s).

Cabe destacar que nas correlações entre os valores de vazão média mensal, observados e gerados nas calibrações realizadas para a extensão das séries, o modelo SMAP apresentou coeficiente de determinação R² = 0,81 pouco superior ao obtido na Correlação Quadrimensal, R² = 0,79. Outro aspecto com relação às calibrações, dos histogramas comparativos de valores observados e gerados de vazão, apresentados no Gráfico 8.1-19, é que o coeficiente obtido na calibração SMAP apresenta-se visualmente com melhor aderência se comparado ao da Correlação Quadrimensal.

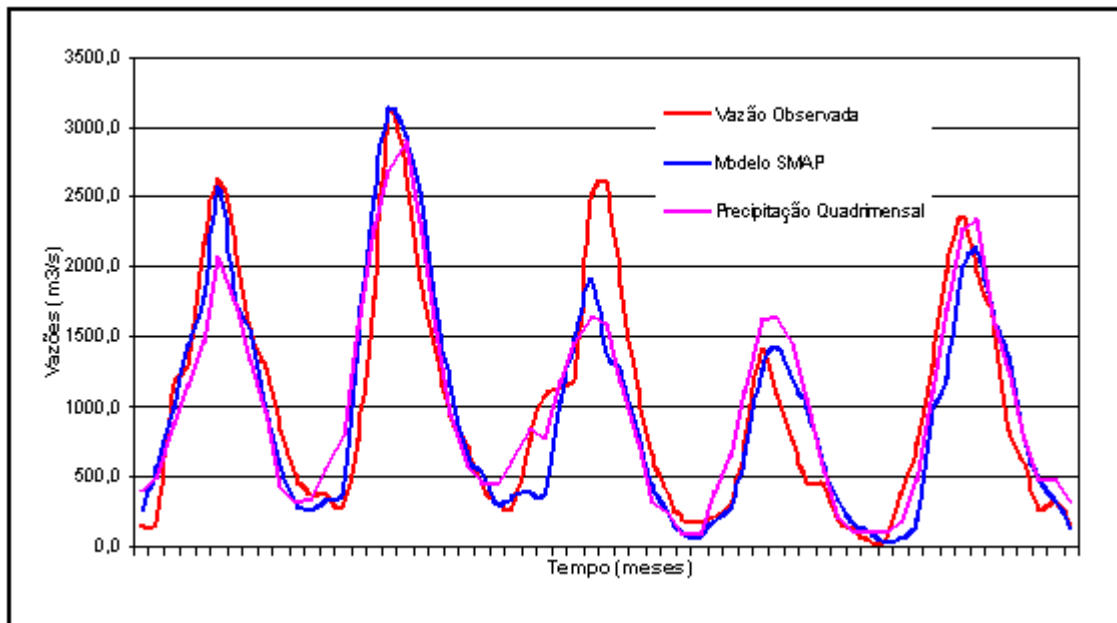


Gráfico 8.1-19 - Valores Observados e Gerados de Vazão Média Mensal em São Francisco no rio Jari

Diante dos aspectos considerados, adotou-se a série gerada pelo modelo SMAP para a extensão da série de vazões médias mensais para o posto São Francisco no rio Jari.

Série Final

O Quadro 8.1-12 apresenta a série final de vazões médias mensais para o posto São Francisco no rio Jari, considerando a atualização de valores até DEZ/2006 e extensão até JAN/1931.

Quadro 8.1-12 – Vazões Médias Mensais

Ano	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Mín.	Méd.	Máx.
1931	425	955	2251	2999	3012	2021	1393	837	656	284	246	70	70	1262	3012
1932	149	291	1375	949	1216	1211	852	550	320	145	60	72	60	599	1375
1933	54	235	617	1143	1605	2402	2059	1305	789	487	334	158	54	932	2402
1934	361	793	1487	2319	2970	2516	1770	1133	661	552	247	444	247	1271	2970
1935	328	1266	1565	2289	2838	1905	1362	819	450	204	132	62	62	1102	2838
1936	107	271	491	852	1111	1131	856	676	365	269	126	70	70	527	1131
1937	145	205	792	893	1900	1695	1289	910	490	246	123	214	123	742	1900
1938	262	427	843	2292	2298	2177	1600	987	562	257	297	275	257	1023	2298
1939	262	773	1680	2170	2178	2331	2008	1333	842	441	160	104	104	1190	2331
1940	166	159	302	1243	1342	1641	1321	904	505	251	148	97	97	673	1641
1941	57	450	762	1228	1301	1915	1200	855	581	288	183	80	57	742	1915
1942	220	568	1136	1976	2498	2334	1428	898	455	237	94	270	94	1010	2498
1943	376	470	1111	1583	1863	1937	1402	909	634	256	156	152	152	904	1937
1944	305	709	986	2048	2133	1880	1452	882	655	267	136	285	136	978	2133

Ano	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Min.	Méd.	Máx.
1945	398	1422	1572	3179	3210	2480	1786	1015	552	259	180	84	84	1345	3210
1946	534	664	1205	1628	2087	1686	1470	857	512	270	303	115	115	944	2087
1947	214	743	1544	2161	2566	1815	1596	882	596	368	325	375	214	1099	2566
1948	565	874	1618	2317	2434	1952	1450	951	682	349	159	137	137	1124	2434
1949	432	592	1056	1874	2148	2011	1530	1083	663	384	382	406	382	1047	2148
1950	622	1135	1970	3449	2613	2178	1586	1127	597	407	263	163	163	1343	3449
1951	335	314	992	1245	1644	1260	1149	695	466	225	95	50	50	706	1644
1952	1093	1210	1911	2803	1886	2158	1933	1338	742	419	417	337	337	1354	2803
1953	404	932	1624	2495	2623	2259	1667	877	419	266	131	113	113	1151	2623
1954	197	704	1501	1355	1469	1430	1206	894	568	400	275	146	146	845	1501
1955	161	1127	1298	2152	2623	2166	1559	1264	826	516	366	365	161	1202	2623
1956	279	753	1770	3085	2724	1906	1384	930	709	431	289	281	279	1212	3085
1957	762	1078	1123	1201	2518	2609	1865	1126	661	362	190	169	169	1139	2609
1958	208	290	741	1409	1091	761	451	442	187	112	34	30	30	480	1409
1959	360	724	1291	1952	2363	1955	1597	827	591	254	311	156	156	1032	2363
1960	454	744	1178	1591	1818	2094	1886	1194	755	347	242	210	210	1043	2094
1961	453	1318	937	1250	2161	1984	1579	1002	583	371	439	565	371	1054	2161
1962	678	1126	1178	2339	2230	1838	1454	1070	591	332	275	239	239	1113	2339
1963	404	991	1340	2012	2242	2018	1492	944	507	331	382	506	331	1097	2242
1964	705	1014	1490	1136	2036	1974	1315	988	629	370	196	202	196	1005	2036
1965	511	910	1586	776	1644	1241	1005	626	543	202	113	50	50	767	1644
1966	220	313	1312	1369	2112	1405	1316	1184	727	333	275	212	212	898	2112
1967	600	1469	1799	1089	2902	2304	1947	1182	647	391	257	176	176	1230	2902
1968	236	521	1134	1770	2388	2630	1940	1219	797	497	483	562	236	1181	2630
1969	779	711	656	2469	3219	2028	1367	873	495	236	106	76	76	1085	3219
1970	107	193	1345	1954	1321	1128	1053	1113	701	427	669	327	107	862	1954
1971	473	1427	1697	2721	2726	2780	1984	1241	822	576	347	228	228	1419	2780
1972	423	702	1194	2214	2362	1487	1071	665	437	209	191	145	145	925	2362
1973	357	558	1027	835	2027	2202	1144	738	578	388	313	594	313	897	2202
1974	971	1992	2282	2214	1583	2442	2357	1638	933	665	444	467	444	1499	2442
1975	603	1060	1193	2190	1880	2357	1512	1283	973	517	325	322	322	1185	2357
1976	558	1405	2352	3030	2832	2292	1856	1048	640	355	198	202	198	1397	3030
1977	385	680	1286	1578	3052	2034	1357	960	564	405	189	322	189	1068	3052
1978	646	608	790	1787	1872	1394	1084	975	710	470	287	366	287	916	1872
1979	388	984	2083	2130	2935	2177	1479	1159	726	489	337	356	337	1270	2935
1980	637	602	1135	2056	1548	1456	1074	774	471	251	200	142	142	862	2056
1981	303	655	313	507	1376	995	1006	685	480	242	104	110	104	565	1376
1982	551	1214	1491	2388	2526	1866	1067	779	461	219	118	85	85	1064	2526
1983	198	258	384	951	702	464	366	396	209	88	55	52	52	344	951
1984	142	423	981	1083	2466	1657	1121	675	486	280	232	162	142	809	2466
1985	393	552	1151	821	2136	2316	1376	1059	637	324	298	618	298	973	2316
1986	806	877	984	1282	1283	1917	1398	737	438	221	179	183	179	859	1917
1987	538	577	647	920	1626	992	779	447	249	116	62	51	51	584	1626
1988	273	709	660	902	2472	2091	1791	932	675	410	201	458	201	965	2472
1989	914	1173	2041	2459	3169	2999	2224	1234	727	598	567	477	477	1549	3169
1990	705	1032	1442	2156	1894	1608	1038	763	505	241	148	145	145	973	2156

Ano	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Mín.	Méd.	Máx.
1991	507	1235	1183	1197	1980	2831	1614	1226	719	409	234	133	133	1106	2831
1992	194	466	1168	1831	1003	712	557	496	224	95	84	126	84	580	1831
1993	372	553	964	1773	1807	1106	840	578	339	217	302	336	217	766	1807
1994	668	1176	1587	1852	2701	2015	1272	915	536	479	279	318	279	1150	2701
1995	780	567	1315	1367	2107	2803	1683	855	556	286	237	266	237	1069	2803
1996	869	1127	1928	2586	2641	2907	2559	1605	909	575	399	366	366	1539	2907
1997	668	967	1316	1252	1717	1122	861	764	357	125	89	99	89	778	1717
1998	239	336	653	939	1118	988	843	494	252	131	102	112	102	517	1118
1999	489	840	913	1714	1750	2363	1385	1073	648	444	217	147	147	999	2363
2000	899	1452	2290	3843	4741	2886	2196	1460	851	655	417	353	353	1837	4741
2001	907	1541	1473	2603	2346	1998	1743	1110	761	432	305	189	189	1284	2603
2002	405	880	1690	2229	2303	1800	1096	756	387	202	145	211	145	1009	2303
2003	347	867	1315	1832	2627	2311	1588	1128	621	407	299	224	224	1131	2627
2004	275	431	1418	1971	2760	1635	1226	1023	522	291	167	104	104	985	2760
2005	139	500	1323	2029	2019	1370	1387	879	448	296	200	206	139	900	2029
2006	464	1010	1009	1676	2821	2601	1802	1137	649	400	377	320	320	1189	2821
MIN	54	159	302	507	702	464	366	396	187	88	34	30	30		
MÉD	440	801	1280	1828	2174	1912	1425	952	582	336	240	229		1017	
MÁX	1093	1992	2352	3843	4741	2999	2559	1638	973	665	669	618			4741
Obs.	425	Valores gerados pelo modelo SMAP													
	489	Valores validados - Estudos JESA/LEME, 2000													
	899	Valores atualizados ANA													

Estudos de Vazões Máximas

O estudo das vazões máximas foi elaborado com a finalidade de se estabelecerem as cheias de projeto para o local da UHE Santo Antônio do Jari, relativas ao período completo, as quais foram utilizadas no dimensionamento da estrutura extravasora da barragem e das obras de desvio durante a construção.

O critério adotado baseou-se no método direto da análise de frequência, empregando amostras dos máximos anuais de vazão média diária obtidos para o posto São Francisco no rio Jari (código ANA 19150000).

As vazões obtidas para o posto foram adotados para a UHE de Santo Antônio do Jari, devido à área de drenagem incremental entre o posto fluviométrico e a usina ser insignificante (da ordem de 0,5%).

As vazões médias diárias foram calculadas a partir da série de cotas médias diárias observadas para o período de JUL/72 a NOV/06 e da curva-chave para o posto São Francisco no rio Jari,

ajustada para as medições de descarga periódicas realizadas no período de JUL/1972 a MAI/2006. Os dados consistidos de cotas e medições de descarga foram obtidos do banco de dados da ANA (Hidroweb).

Cheia de Projeto - Período Completo

A partir dos valores de vazões médias diárias calculados para o posto São Francisco, foram obtidas amostras dos máximos anuais para o período de 1973 a 2006, cujos valores são apresentados no Quadro 8.1-13.

A série amostral apresentou-se homogênea (teste de Mann-Kendall) e com dados independentes (Teste de Kendall).

A presença de outliers foi verificada de forma objetiva através da aplicação do teste de Grubbs e Beck, constatando-se a presença de outlier inferior. Assim, o valor mínimo amostral da série foi excluído, objetivando a adequação da amostra com relação às premissas de base da análise de frequência.

Uma vez definida a série amostral, foram aplicadas à mesma as distribuições probabilísticas Gumbel, Log-Normal, Log-Pearson III e Exponencial 2 Parâmetros. O Quadro 8.1-14 e a Figura 8.1-3 apresentam os resultados da aplicação.

A distribuição de Gumbel foi selecionada para o posto São Francisco, e conseqüentemente, para a UHE Santo Antônio do Jari, por apresentar melhor aderência aos dados observados.

O Quadro 8.1-15 apresenta os quantis de vazões de cheias estimados para o local da UHE Santo Antônio do Jari para a distribuição de Gumbel selecionada, juntamente com as estimativas das vazões instantâneas (pico), calculadas pela fórmula de Fuller:

$$Q_p = Q_{max} \cdot \left(1 + \frac{2,66}{A^{0,3}} \right)$$

Onde: Q_p é a vazão de pico, Q_{max} o quantil de máximo anual de vazão média diária e A , a área de drenagem da bacia no local da Usina (50.500 km²).

Quadro 8.1-13 - Vazões Máximas Anuais - Período Completo

ANO	VAZÃO (m ³ /s)		ANO	VAZÃO (m ³ /s)
1973	2.798		1990	2.317
1974	3.288		1991	3.215
1975	3.023		1992	2.150
1976	3.682		1993	2.084
1977	3.997		1994	2.904
1978	2.395		1995	3.645
1979	3.288		1996	3.361
1980	2.543		1997	2.362
1981	1.836		1998	1.505
1982	2.951		1999	2.647
1983	1.179 (*)		2000	5.261
1984	2.975		2001	3.336
1985	2.798		2002	2.624
1986	2.183		2003	3.023
1987	2.624		2004	3.142
1988	3.521		2005	-
1989	3.745		2006	3.398

(*) Outlier inferior

Quadro 8.1-14 - Distribuições Estatísticas - Período Completo

TR (anos)	VAZÕES (m ³ /s) PARA AS DISTRIBUIÇÕES			
	GUMBEL	LOGNORMAL	LOGPEARSON	EXPONENCIAL
2	2.846	2.873	2.909	2.735
5	3.577	3.535	3.544	3.397
10	4.061	3.940	3.904	3.897
25	4.673	4.423	4.305	4.559
50	5.127	4.766	4.574	5.059
100	5.577	5.097	4.822	5.560
500	6.618	5.839	5.337	6.722
1.000	7.065	6.153	5.541	7.222
10.000	8.551	7.184	6.155	8.884

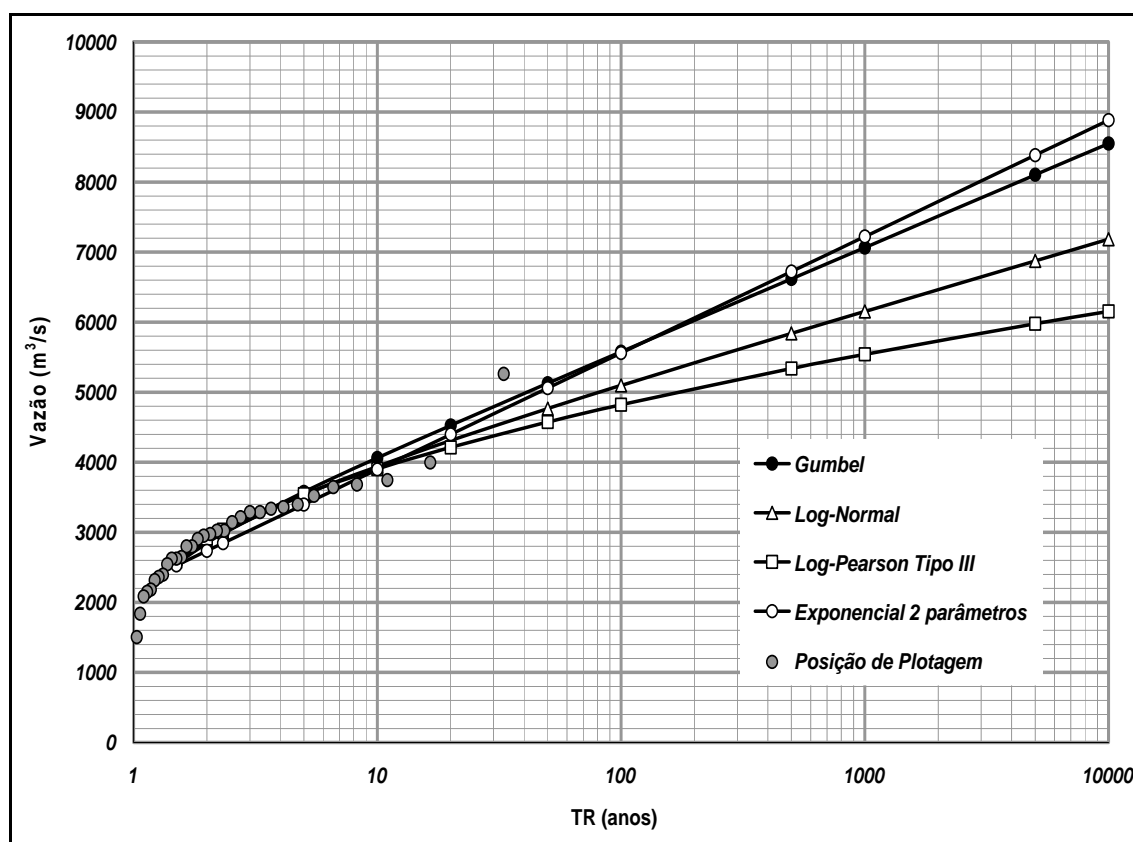


Figura 8.1-3 - Distribuições Estatísticas - Período Completo

Quadro 8.1-15 - Distribuição Gumbel - Período Completo

TR (anos)	VAZÃO MÁXIMA MÉDIA (m³/s)	VAZÃO MÁXIMA PICO (m³/s)
2	2.846	3.140
5	3.577	3.947
10	4.061	4.481
25	4.673	5.155
50	5.127	5.656
100	5.577	6.153
500	6.618	7.301
1.000	7.065	7.795
10.000	8.551	9.433

Vazão Mínima (Q 7,10)

Devido às restrições ambientais impostas à operação dos aproveitamentos hidrelétricos, relacionadas à manutenção de vazões defluentes mínimas a jusante ou em trechos de derivação

de fluxo a montante, torna-se importante caracterizar o regime de estiagem no trecho fluvial de interesse.

A principal variável de referência para a caracterização das vazões mínimas de um rio é dada pela vazão $Q_{7,10}$ - vazão mínima anual de 7 dias consecutivos e 10 anos de período de retorno.

Com os registros de medição de descargas líquidas e de cotas médias diárias, obtidos do banco de dados Hidroweb da Agência Nacional de Águas (ANA), referentes ao posto fluviométrico de São Francisco no rio Jari (código 19150000), foi gerada a série de vazões médias diárias para o período de JUL/1972 a NOV/2006, a partir da qual foram determinadas as séries de vazões médias de 7 dias de duração e selecionados os valores mínimos anuais.

As falhas existentes, em torno de 1,8% do número total de valores, não foram preenchidas, considerando que ocorreram nos meses mais chuvosos, não influenciando assim nos valores mínimos anuais.

O Quadro 8.1-16 apresenta os valores anuais mínimos absolutos e de 7 dias consecutivos obtidos.

Quadro 8.1-16 - Quantis de Vazão Mínima
com 7 Dias de Duração (m^3/s) em São Francisco

Período de Retorno (anos)	2	5	10	25	50
Q_7 (m^3/s)	140,3	82,3	63,0	52,1	44,3

No processo de cálculo, os pontos amostrais foram arranjados em ordem crescente, para a elaboração de uma análise de frequência amostral. As probabilidades amostrais foram calculadas pela posição de plotagem de Weibull, dada por:

$$P(X \leq x_i) = \frac{i}{n+1}$$

Onde: $P(X \leq x_i)$ representa a probabilidade amostral de ocorrerem valores menores ou iguais à vazão mínima histórica de ordem i , sendo n o comprimento total da amostra.

Por definição, o período de retorno amostral é calculado pelo inverso da posição de plotagem.

Aos pontos amostrais foi ajustada a Distribuição de Valores Extremos Tipo III, conforme mostrado no Gráfico 8.1-20. Os quantis de vazões mínimas, obtidos por esse processo de ajuste, estão listados no Quadro 8.1-17.

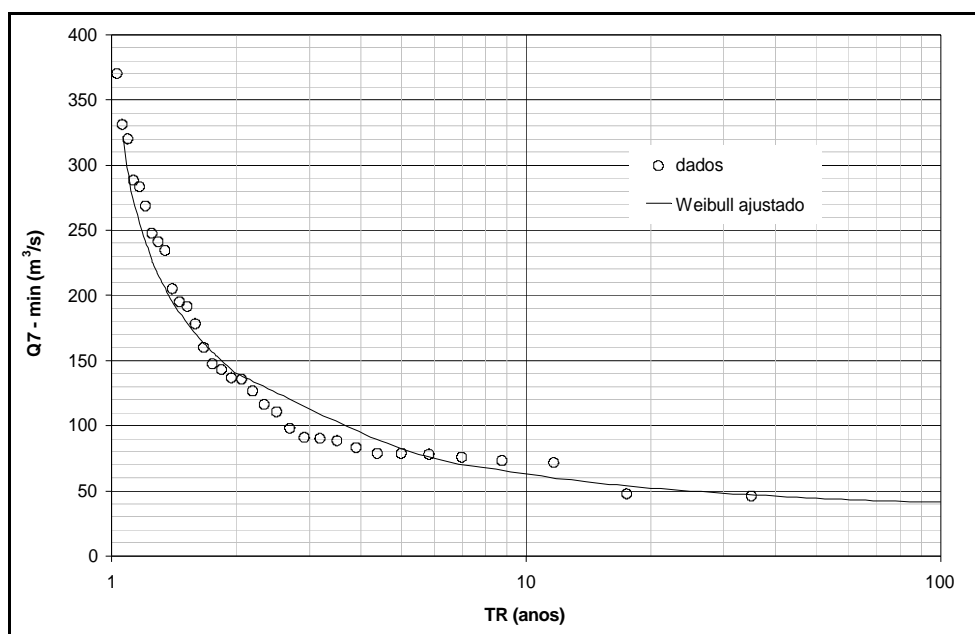


Gráfico 8.1-20 - Ajuste de Distribuição WEIBULL - EV III de Q_7 (m^3/s) em São Francisco

Quadro 8.1-17 - Vazões Mínimas Médias Diárias em São Francisco (m^3/s)

Ano	Q_7	Q Mínima	Ano	Q_7	Q Mínima
1972 - 1973	90,8	90,4	1989 - 1990	320,0	303,9
1973 - 1974	234,4	216,8	1990 - 1991	126,6	125,8
1974 - 1975	370,2	346,4	1991 - 1992	98,0	93,5
1975 - 1976	268,7	262,9	1992 - 1993	71,5	68,4
1976 - 1977	159,9	154,8	1993 - 1994	195,0	185,2
1977 - 1978	143,0	143,0	1994 - 1995	247,6	236,3
1978 - 1979	205,0	191,4	1995 - 1996	178,2	166,8
1979 - 1980	288,2	269,6	1996 - 1997	331,1	325,0
1980 - 1981	110,6	103,6	1997 - 1998	78,7	76,8
1981 - 1982	78,0	75,4	1998 - 1999	78,7	75,4
1982 - 1983	75,8	73,9	1999 - 2000	90,1	88,8
1983 - 1984	47,6	45,2	2000 - 2001	283,4	242,8
1984 - 1985	135,6	131,5	2001 - 2002	116,2	109,0
1985 - 1986	241,0	223,2	2002 - 2003	88,4	84,2
1986 - 1987	136,6	109,0	2003 - 2004	147,2	137,2
1987 - 1988	46,0	41,0	2004 - 2005	73,1	72,5
1988 - 1989	191,4	185,2	2005 - 2006	83,1	69,8

Assim, a vazão mínima $Q_7,10$ no rio Jari, no posto São Francisco, pode ser estimada inicialmente em $63,1 \text{ m}^3/\text{s}$.

Adicionalmente, procedeu-se a uma tentativa de estender a série de valores de Q_7 através de correlação com os valores mínimos médios mensais da série para o período de 1931 a 2006. A equação do ajuste é apresentada no Gráfico 8.1-21, demonstrando um bom ajuste dos valores ($R^2 = 0,96$) e os valores gerados.

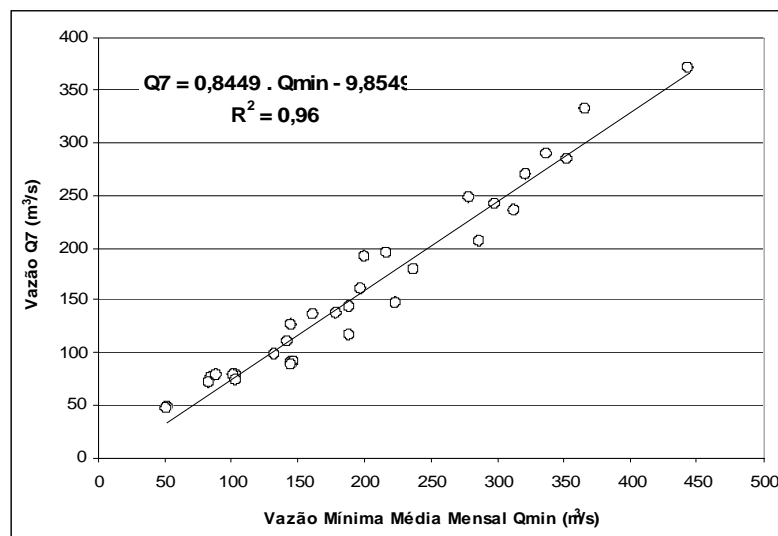


Gráfico 8.1-21 - Dados de Vazão Mínima Média Mensal observados - Vazão Q_7 Calculada

Novamente, os pontos amostrais foram arranjados em ordem crescente, para a elaboração de uma análise de frequência amostral e as probabilidades amostrais foram calculadas pela posição de plotagem de Weibull.

A Distribuição de Valores Extremos Tipo III ajustada é apresentada no Gráfico 8.1-22 e os quantis de vazões mínimas estão listados no Quadro 8.1-18.

Quadro 8.1-18 - Vazões Mínimas Médias Diárias Estendidas em São Francisco (m^3/s)

Ano	Q _{méd mín}	Q ₇	Ano	Q _{méd mín}	Q ₇
1931 - 1932	70,0	49,3	1969 - 1970	76,0	54,4
1932 - 1933	60,0	40,8	1970 - 1971	107,0	80,5
1933 - 1934	54,0	35,8	1971 - 1972	228,0	182,8
1934 - 1935	247,0	198,8	1972 - 1973	145,0	90,8
1935 - 1936	62,0	42,5	1973 - 1974	313,0	234,4
1936 - 1937	70,0	49,3	1974 - 1975	444,0	370,2
1937 - 1938	123,0	94,1	1975 - 1976	322,0	268,7

Ano	Qméd mín	Q ₇	Ano	Qméd mín	Q ₇
1938 - 1939	257,0	207,3	1976 - 1977	198,0	159,9
1939 - 1940	104,0	78,0	1977 - 1978	189,0	143,0
1940 - 1941	97,0	72,1	1978 - 1979	287,0	205,0
1941 - 1942	57,0	38,3	1979 - 1980	337,0	288,2
1942 - 1943	94,0	69,6	1980 - 1981	142,0	110,6
1943 - 1944	152,0	118,6	1981 - 1982	104,0	78,0
1944 - 1945	136,0	105,1	1982 - 1983	85,0	75,8
1945 - 1946	84,0	61,1	1983 - 1984	52,0	47,6
1946 - 1947	115,0	87,3	1984 - 1985	162,0	135,6
1947 - 1948	214,0	171,0	1985 - 1986	298,0	241,0
1948 - 1949	137,0	105,9	1986 - 1987	179,0	136,6
1949 - 1950	382,0	312,9	1987 - 1988	51,0	46,0
1950 - 1951	163,0	127,9	1988 - 1989	201,0	191,4
1951 - 1952	50,0	32,4	1989 - 1990	0,0	320,0
1952 - 1953	337,0	274,9	1990 - 1991	145,0	126,6
1953 - 1954	113,0	85,6	1991 - 1992	133,0	98,0
1954 - 1955	146,0	113,5	1992 - 1993	83,6	71,5
1955 - 1956	161,0	126,2	1993 - 1994	217,0	195,0
1956 - 1957	279,0	225,9	1994 - 1995	279,0	247,6
1957 - 1958	169,0	132,9	1995 - 1996	237,0	178,2
1958 - 1959	30,0	15,5	1996 - 1997	366,0	331,1
1959 - 1960	156,0	121,9	1997 - 1998	89,0	78,7
1960 - 1961	210,0	167,6	1998 - 1999	102,0	78,7
1961 - 1962	371,0	303,6	1999 - 2000	147,0	90,1
1962 - 1963	239,0	192,1	2000 - 2001	353,0	283,4
1963 - 1964	331,0	269,8	2001 - 2002	189,0	116,2
1964 - 1965	196,0	155,7	2002 - 2003	145,0	88,4
1965 - 1966	50,0	32,4	2003 - 2004	224,0	147,2
1966 - 1967	212,0	169,3	2004 - 2005	104,0	73,1
1967 - 1968	176,0	138,8	2005 - 2006	200,0	83,1
1968 - 1969	236,0	189,5			
Obs.:	189,5		Valores extrapolados		

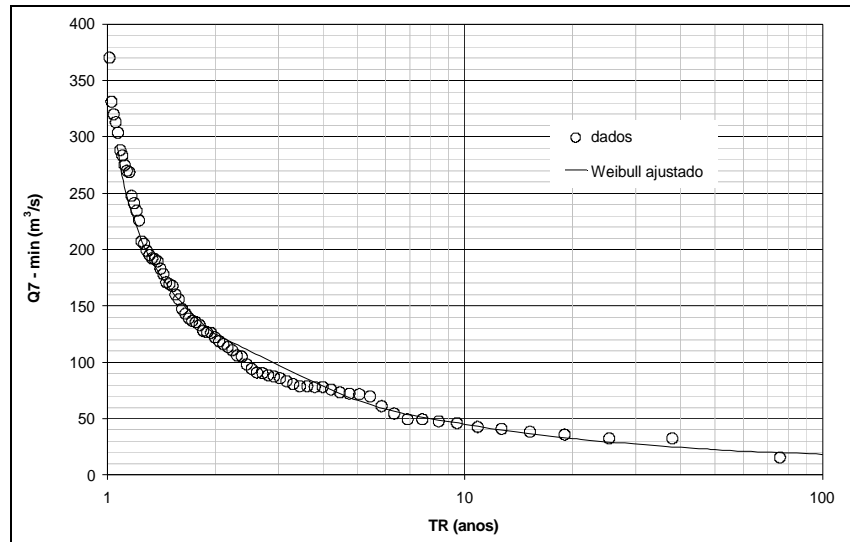


Gráfico 8.1-22 - Ajuste de Distribuição WEIBULL - EV III de Q_7 (m^3/s) em São Francisco considerando Valores Extrapolados

Quadro 8.1-19 - Quantis de Vazão Mínima com 7 Dias de Duração (m^3/s) considerando Valores Extrapolados

Período de Retorno (anos)	2	5	10	25	50
Q_7 (m^3/s)	125,3	66,2	45,0	32,4	22,6

A vazão mínima $Q_{7,10}$ no posto citado é estimada em $45,0 m^3/s$, conforme Quadro 8.1-19. Já os dados de vazão da cachoeira para o período entre agosto de 2007 e fevereiro de 2008 são apresentadas no Quadro 8.1-20.

Quadro 8.1-20 - Vazões adquiridas na cachoeira de Santo Antônio - rio Jari

Nº da imagem	Data da aquisição da imagem	Vazão* (Q) m^3/s
Foto 1	20/08/2007	910
Foto 2	16/09/2007	725
Foto 3	06/11/2007	375
Foto 4	13/02/2008	1132

* vazões medidas no posto de São Francisco

As imagens referentes às vazões registradas são apresentadas no Anexo 1.

8.1.4.2 - Gestão dos Recursos Hídricos

Na década de 1980, ainda no âmbito do Comitê Especial de Estudos Integrados de Bacia Hidrográfica (CEEIBH) ligado ao Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica (DNAEE), foram constituídos diversos comitês de bacia. Entre estes comitês foi criado o Comitê Especial de Estudos Integrados do Rio Jari (CEEIRJ).

Diferentemente de outros comitês criados no mesmo período, o comitê de bacia do rio Jari não ganhou autonomia na gestão e, com a Constituição de 1988, onde houve a estatização das responsabilidades sobre os recursos hídricos, as principais ações de gestão passaram a ser adotadas pelos Estados.

Atualmente, a Agência Nacional de Águas (ANA), tem a atribuição de atuar na gestão da bacia do Rio Jari. A ANA é responsável pela concessão das outorgas no Estado do Amapá, enquanto a Secretaria de Recursos Hídricos do Pará é responsável pela gestão no estado (Mapa 2324-00-EIA-DE-2024).

As outorgas concedidas e que estão em vigência para a bacia hidrográfica do rio Jari, são apresentadas no Quadro 8.1-21.

Quadro 8.1-21 - Outorgas concedidas pela ANA no rio Jari

Nº Processo	Requerente	Município	UF	Finalidade	Outorgante	Localização (Lat / Long)
02000.001125/00-91	JARI Celulose S.A.	Almeirim	PA	Indústria	MMA-SRH	00° 55' 28" 52° 25' 46"
02501.002329/02-60	CADAM S.A.	Vitória do Jari	AP	Indústria	ANA	00° 54' 51" 52° 23' 57"
02501.001302/03-31	CADAM S.A.	Vitória do Jari	AP	Travessia	ANA	00° 54' 49" 52° 23' 55"

a) Usos da Água

Os principais usos das águas do Jari estão concentrados na porção a jusante da cachoeira de Santo Antônio, destinadas ao abastecimento das cidades de Laranjal do Jari (AP), com cerca de 35 mil habitantes, e Monte Dourado, distrito de Almeirim (PA) que possui cerca de 12 mil habitantes. Além de ser o principal acesso a essas localidades, o rio Jari também abastece as localidades e povoados localizados às suas margens. Além das cidades, duas importantes plantas industriais usam suas águas para o abastecimento e escoamento de seus produtos: a Jari Celulose e a CADAM Mineração.

O rio Jari é navegável até a cachoeira de Santo Antônio. As profundidades apresentadas variam de 4 m nas cheias a 2,40 m nos períodos de estiagem. Da foz até Munguba (Monte Dourado), o rio foi dragado para permitir o tráfego de navios de 12.000 tpb., para uso logístico da Jari Celulose. No trecho a montante da cachoeira, o rio é usado somente por pequenas embarcações, tipo “voadeiras”, especialmente no trecho a jusante da cachoeira de Itapeuara e no rio Iratapuru. Nesta região a navegação é especialmente importante para o escoamento da castanha e outros produtos de extração vegetal.

A Figura 8.1-4 ilustra as condições de navegabilidade dos rios que compõem a Bacia Amazônica.

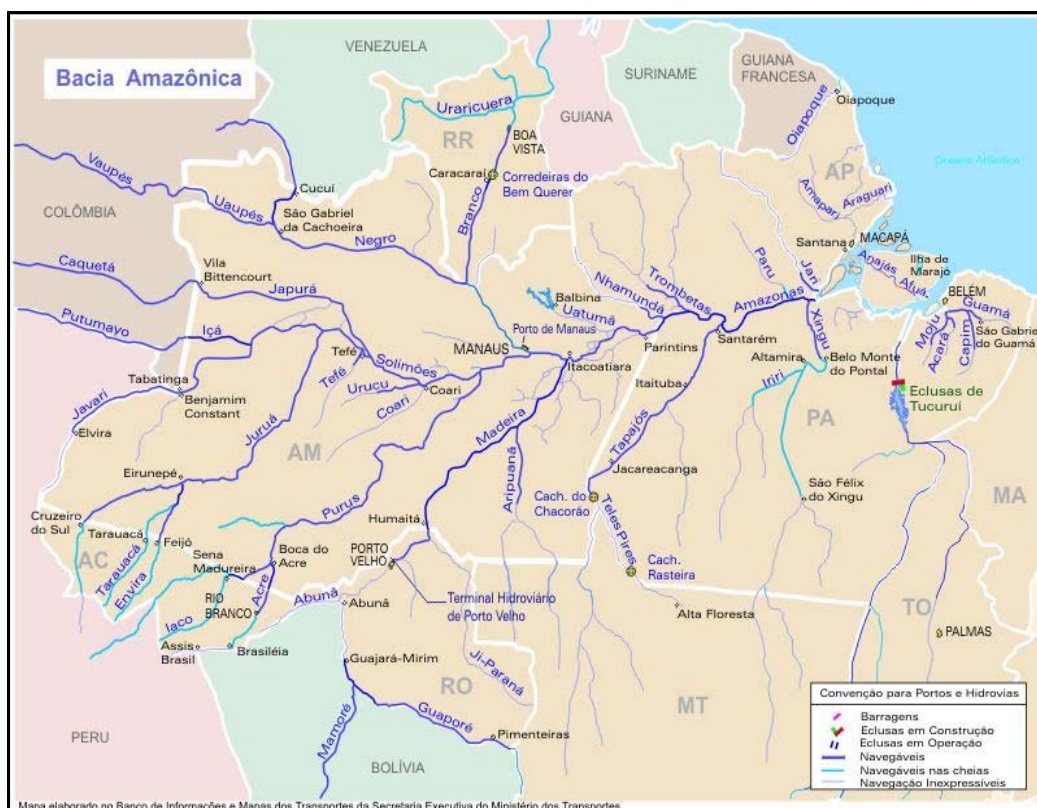


Figura 8.1-4 - Navegabilidade dos rios da Bacia Amazônia

8.1.4.3 - Inundações do Rio Jari

Pelo fato do rio, em seu alto e médio cursos, correr encaixado em uma zona de falhamento geológico (Falha Jari-Falsino), com espraiamento em seu baixo curso, passando a apresentar estilo de drenagem meandrante com extensa planície de inundação, o rio Jari, devido às

características geológicas e geomorfológicas de sua bacia hidrográfica, apresenta elevada dinâmica hidrológica sazonal.

Em períodos de maior precipitação pluviométrica, que ocorre durante os meses de dezembro a agosto, cujo máximo de concentração de chuva precipitada é de 410 mm durante o mês de março (segundo as Normais Climatológicas da Estação Meteorológica Macapá, para o período 1961-1990), o valor médio de concentração pluviométrica atinge um valor máximo precipitado entre 2100 e 2700 mm/ano.

Durante este período, a calha do rio não comporta a vazão hidrológica normal deste, culminando em cheias que acarretam em enchentes e inundações no município de Laranjal do Jari. Da mesma forma, as características de relevo mais plano e de intensa influência dos remansos de maré às margens do rio na região da Vila Santo Antônio, também corroboram para que as enchentes deste período sejam bastante severas e recorrentes (Mapa 2324-00-EIA-DE-2001).

Devido às características de ocupação do solo no município de Laranjal do Jari, que se apresenta sob a forma de padrão construtivo de moradias em palafitas nas áreas de remanso direto da dinâmica fluviomarina do rio Amazonas, cujas moradias não possuem o serviço de coleta e tratamento de esgoto e distribuição de água encanada, a proliferação de doenças endêmicas trazidas com as enchentes, diminui drasticamente a qualidade de vida dos residentes locais.

Historicamente, as enchentes que assolam os municípios das áreas mais planas do rio Jari ocorrem sazonalmente. Conforme notícias veiculadas pela imprensa local e nacional, as áreas ribeirinhas de Laranjal do Jari e Vitória do Jari, durante o último período de cheias do rio Jari, foram novamente alagadas, o que propicia e provoca danos irreparáveis de cunho patrimonial e de vidas nos municípios atingidos.

Segundo o Instituto Nacional de Meteorologia (Gráfico 8.1-13), as fortes e concentradas chuvas que precipitam na cabeceira da bacia hidrográfica do rio Jari no período de janeiro a maio, totalizando 1.800 mm, atreladas às características geográficas e de fenômenos meteorológicos e climáticos locais contribuem para a recorrência do fenômeno na região.

Da mesma forma, em estudo realizado no município de Laranjal do Jari foi comprovada a instabilidade geotécnica dos terrenos que compõem o território da cidade. Neste estudo, foram identificadas e mapeadas as áreas mais sujeitas às inundações periódicas com as cheias do rio Jari (Figura 8.1-5).

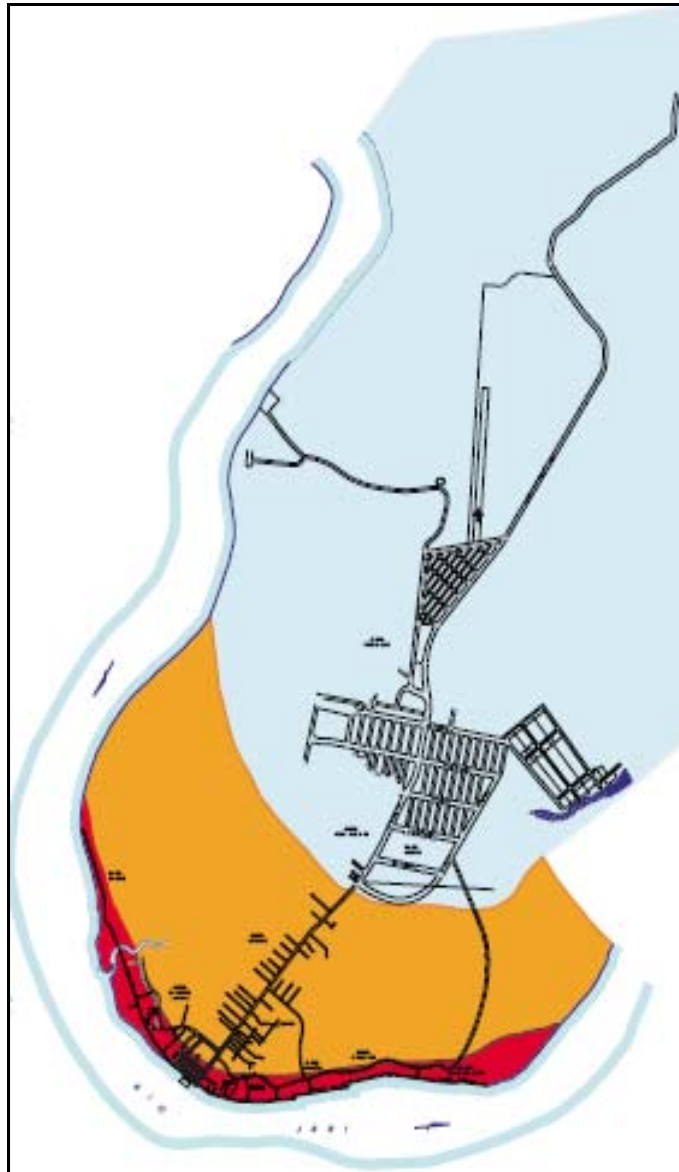


Figura 8.1-5 - Mapeamento das áreas de risco de enchentes no município de Laranjal do Jari: em vermelho - área de alto grau de risco; em laranja - área de médio grau de risco; em azul - área de baixo grau de risco

No Quadro 8.1-22 é apresentada a classificação, segundo o mapeamento geotécnico, das áreas de risco de enchentes no município de Laranjal do Jari.

Quadro 8.1-22 - Classificação das áreas com risco de enchentes

Grau de Risco de Enchentes	Localização Geográfica	Descrição
Alto	Planície de inundação	Área inundada e vulnerável a incêndios, enchentes, afogamentos e epidemias. Área densamente ocupada pela população.
Médio	Setor mais elevado da planície de inundação	Área sujeita a inundações em épocas de cheias, incêndios e epidemias.
Baixo	Área de fraca declividade	Área não atingida pelas cheias do rio.

Durante os meses de março a maio do corrente ano, foram noticiadas novas, porém recorrentes, tragédias advindas da enchente causada pela cheia do rio Jari. Segundo noticiário televisivo, em maio de 2008, cerca de 10 mil pessoas estavam desabrigadas por conta do nível do rio Jari estar 3,35 m acima de seu nível médio normal (Jornal Hoje, 17/05/2008).

A seguir são apresentadas algumas imagens de registro das enchentes que assolam a região de Laranjal do Jari, Vitória do Jari e Almeirim (Figura 8.1-6, Figura 8.1-7, Figura 8.1-8, Figura 8.1-9 e Figura 8.1-10).



Fonte: <http://chicoterra.blogspot.com/2008/04/chuvas-castigam-laranjal-do-jari.html>

Figura 8.1-6 - Enchente ocorrida em 2000 em Laranjal do Jari



Fonte: www.dalvafigueredo.com.br/abregaleria.php?id=37.

Figura 8.1-7 - Ruas em Laranjal do Jari inundadas pelas águas do rio



Fonte: www.dalvafigueredo.com.br/abregaleria.php?id=37

Figura 8.1-8 - Casas submersas em Laranjal do Jari



Fonte: www.dalvafigueredo.com.br/abregaleria.php?id=37

Figura 8.1-9 - Pessoas com dificuldades para transitar nas ruas de Laranjal após as fortes chuvas



Fonte: www.metsul.com/___editor/imagemanager/images/abril2008/enchente1965b.JPG

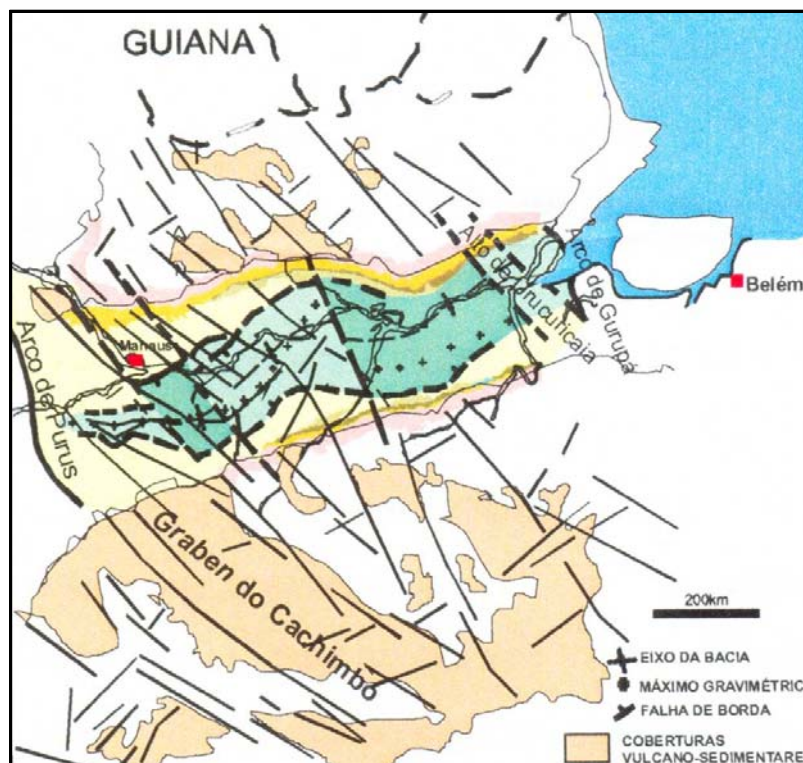
Figura 8.1-10 - Enchente de 1965, maior inundação ocorrida até o momento na região de Laranjal do Jari.

8.1.5 - Geologia Estrutural e Unidades Litoestratigráficas

A  rea onde será implantada a UHE Santo Antônio do Jari está assentada sobre o Cráton Amazônico (Almeida & Hasui, 1984), cujo Escudo das Guianas compõe sua porção norte, compreendendo um domínio estável bastante antigo, conhecido como Província Amazônica Central, rodeado por faixas móveis de idade Paleoproterozóica a Mesoproteroz ica (Spier & Ferreira Filho, 1999). O estado do Amapá está situado no âmbito da Faixa Móvel Maroni-

Itacaiúnas, formada por complexos granito-gnáissicos com núcleo granulítico e faixas vulcano-sedimentares metamorfisadas desde a fácies xisto verde até migmatito, com o curso do rio Jari correndo encaixado na falha geológica Jari-Falsino (Tassinari, 1997).

A evolução pré-cambriana da região amazônica pode ser entendida através de dois eventos tectônicos principais. O mais antigo, denominado Orogenia Termo-Tectônica Transamazônica, promoveu a organização dos terrenos de granito-*greenstone* e dos cinturões de alto grau metamórfico. O segundo evento orogênico, denominado Orogenia Caledoniana, durante o Mesoproterozóico, proporcionou a formação de várias bacias, dentre elas o Gráben do Cachimbo, posteriormente submetidas à inversão positiva na evolução do Neoproterozóico (Figura 8.1-11). Os lineamentos mestres estabelecidos por estes ciclos orogênicos controlaram fortemente a arquitetura geral das Bacias Sedimentares da região durante o Paleozóico e as estruturas e coberturas vulcano-sedimentares geradas durante o Mesozóico e Cenozóico (Wanderley Filho & Costa, 1991).



Fonte: Wanderley Filho *et al.*, 2005.

Figura 8.1-11 - Localização dos principais lineamentos do embasamento, compartimentos estruturais e coberturas vulcano-sedimentares da Bacia do Amazonas.

Posteriormente, associado à mudanças climáticas significativas, de frio para quente e árido, ocorreram ciclos deposicionais sedimentares na região amazônica, representados pelas Unidades Litoestratigráficas que compõem as Bacias Sedimentares localizadas na Planície Amazônica.

As sinéclises foram submetidas a forças distensivas de direção E-W, que antecederam à abertura do Atlântico Norte-Equatorial, propiciando a formação de fraturas de alívio de direção N-S. Por elas ascendeu magma basáltico que deu origem a um enxame de diques e soleiras de diabásio de idades Juro-triássicas (PASTANA, 1999).

A região em estudo é composta por rochas ígneas metamorfisadas, seqüências vulcano-sedimentares e coberturas sedimentares fanerozóicas. As rochas metamorfisadas são representadas pelo Complexo Guianense, cujas idades obtidas por Rb/Sr alcançam 2.944 Ma (Montalvão & Tassinari, 1984), já as rochas vulcano-sedimentares associadas são representadas pelo Grupo Vila Nova, apresentando-se com alto grau de metamorfismo. As litologias sedimentares fanerozóicas são representadas pela Bacia do Amazonas e pela Formação Barreiras.

A área de estudo também apresenta coberturas sedimentares representadas pela Bacia do Amazonas, cuja abrangência regional é feita pela denominada Planície Amazônica, situada entre os escudos Brasileiro, ao sul, e das Guianas, ao norte, e os Arcos Magmáticos de Purus, à oeste, e Gurupá, à leste (Wanderley Filho *et al.*, 2005), além de Coberturas Sedimentares Cenozóicas representadas pela Formação Barreiras.

No Quadro 8.1-23 são apresentadas as unidades geológicas da AAR da UHE Santo Antônio do Jari.

Quadro 8.1-23 - Unidades Litológicas da AAR da UHE Santo Antônio do Jari

Era	Período	Época	Idade (Ma)	Unidades Litológicas
Mesoarqueano	-	-	3.200 - 2.800	Complexo Guianense
Paleoproterozóico	Rhyaciano/ Orosiriano	-	2.300 - 1.800	Grupo Vila Nova
Paleozóico	Ordoviciano/ Devoniano	NeoOrdoviciano - EoDevoniano	460.9 - 397.5	Grupo Trombetas
Paleozóico	Devoniano	EoDevoniano - NeoDevoniano	397.5 - 385.3	Grupo Urupadi
Paleozóico	Devoniano/ Carbonífero	NeoDevoniano - Mississipiano Médio	385.3 - 326.4	Grupo Curuá
Paleozóico	Carbonífero/ Permiano	Pensilvaniano Inferior - Lopingiano	318.1 - 251.0	Grupo Tapajós
Mesozóico - Cenozóico	Cretáceo/Neógeno	NeoCretáceo - Mioceno	99.6 - 5.332	Grupo Javari
Cenozóico	Neógeno	Mioceno - Plioceno	5.332 - 1.806	Formação Barreiras

Fonte: Compilação de dados: Spier & Ferreira Filho, 1999; Playford & Dino, 2000; Grahn, 2005; Wanderley Filho *et al.*, 2005; ICS, 2007.

Na sequência, serão descritas as unidades litológicas que compõem a área de estudo, contextualizando sua ocorrência em relação à Área de Abrangência Regional (AAR) da UHE Santo Antônio do Jari (Mapa 2324-00-EIA-DE-2011).

8.1.5.1 - Complexo Guianense (Embasamento Cristalino)

O Complexo Guianense compreende rochas ortoderivadas, representadas por granulitos, gnaisses, anfibolitos, migmatitos, granitos, dioritos, granodioritos, gabros e rochas ultrabásicas (hornblenditos, piroxenitos e peridotitos) aflorantes ao norte da Amazônia brasileira. A sucessão de litotipos isotrópicos e anisotrópicos está em parte mascarada pela granitização que afetou a região.

Estas rochas foram submetidas a um metamorfismo mesocatazonal correspondente às fácies anfibolito e hornblenda-piroxênio granulito. Apesar de as rochas apresentarem bandamentos, alguns gnaisses foram submetidos à compressão maior, apresentando estruturas planares e lineares bem pronunciadas (Gnaiss Tumucumaque: enclaves de xistos, quartzitos e anfibolitos). Essa zona de orientação muitas vezes apresenta-se totalmente cataclada, evidenciando uma superimposição do metamorfismo dinâmico.

Dentre as rochas mais antigas, o granulito representa as litologias mais profundas do Complexo Guianense, sendo sua área de afloramento muito restrita na região. Os granulitos apresentam variação ácida a básica, granulitos-graníticos a hiperstênio e granulitos gabróides a hiperstênio. Associados aos granulitos ocorrem leptinitos que devido à estabilidade do quartzo e do feldspato ocorrem também associados aos gnaisses. Dentre os granulitos, predominam piriclasitos, com granulitos charnoquíticos e granoblastitos ocorrendo associados, apresentando marcante isotropia estrutural, além de uma idade isócrona Rb/Sr de 2.450 ± 74 Ma (Lima *et al.*, 1982).

Os gnaisses, os tonalitos e os migmatitos são rochas abundantes no Complexo Guianense, compondo terrenos polideformados e sendo aflorantes na maior parte da área de estudo (Spier & Ferreira Filho, 1999). Entre as variações mineralógicas dos gnaisses temos: biotita-gnaiss, biotita-plagioclásio gnaiss, biotita-hornblenda gnaiss, biotita-microclínio plagioclásio gnaiss, silimanita-plagioclásio-pertita gnaiss, sendo que os mais abundantes em todo o norte da Amazônia são os biotita-plagioclásio gnaiss e hornblenda-plagioclásio gnaiss. A migmatização foi intensa no Complexo Guianense, quando as rochas foram parcial ou totalmente metamorfisadas. Os migmatitos representam, possivelmente, a maior distribuição em área.

No rio Jari, o paleossoma é representado por anfibolitos e gnaisses e o neossoma por pegmatitos de composição granodiorítica. Nesta área cratônica a granitização é crescente para o norte, onde a transição dos migmatitos para os anatexitos é visualizada. Há ainda corpos de quartzitos e kingisitos envolvidos por rochas granitizadas. A presença de kingisito e de orto-quartzito no território do Amapá levou a conclusão de ser o Complexo Guianense uma unidade ortometamórfica.

A orogenia plutônica de idade tardia é representada no Complexo Guianense por granitos, dioritos, gabros (norito e gabro normal), os quais apresentam textura variável de micro-aplítica a pegmatóide, entrecortando rochas mais antigas do embasamento.

Os principais sistemas de falhas e fraturas na região apresentam direção segundo NWN-SES. As estruturas alinhadas, segundo a direção NW-SE, observadas no relevo sob a morfologia de serras, ocorrem com frequência nas demais rochas do Complexo Guianense, sendo reconhecidas como as Serras do Iratapuru e do Noucuru, e as escarpas de divisor de água entre os rios Jari e Paru.

As rochas do Complexo Guianense representam a unidade mais antiga que compõe a AAR, integrando o chamado Escudo das Guianas. Apesar da dificuldade de subdivisão litoestratigráfica baseada em caracteres petrográficos e estruturais, o Projeto RADAM (1974a) apresenta como sugestão de trabalho a subdivisão desta unidade, da base para o topo, em granulitos, gnaisses, migmatitos e rochas plutônicas associados.

O Complexo Guianense tem, de modo geral, suas rochas representadas por: biotita-gnaiss, hornblenda-gnaiss, migmatitos, anfibolitos, dioritos, granitos, epidiorito, epidiabásio e hornfels. As amostras estudadas pelo Projeto RADAM (1974a) apresentam composição mineralógica e petrográfica muito variável, integrando a classe dos granitóides (granitos até dioritos), com predominância dos granitos.

O quartzo é o mineral essencial constituinte da maioria absoluta das rochas deste complexo. A relação entre os álcali-feldspatos e os plagioclásios é muito variável de uma amostra para outra. Os microclínios e ortoclásios, muitas vezes pertitzados, e os plagioclásios sódicos (albita e oligoclásio), são os mais comuns encontrados.

A hornblenda-gnaiss é uma rocha com alternância de bandas máficas e félsicas com nítida orientação; textura granonematoblástica, composta de quartzo, hornblenda, plagioclásio, sericita, epidoto, apatita, carbonatos e minerais opacos indiscriminados. O quartzo ocorre como

aglomerados locais de aspecto sacaroidal, associado ao feldspato, com bordas denteadas e granulação variável. O feldspato, abundante na rocha, apresenta-se totalmente sericitizado. A hornblenda constitui as bandas máficas, representando prismas alongados, e apresentando alteração de bandamento com a clorita. Apatita, epidoto e opacos ocorrem associados na composição mineralógica de algumas rochas.

Migmatitos denotam textura granoblástica, compostos por quartzo, microlina-pertítica, ortoclásio, biotita, anfibólio, esfeno-apatita, rutilo, zircão, clorita, sericita e minerais opacos. O quartzo ocorre em agregados, sendo anédrico com extinção ondulante, bordas suturadas e microfraturados. O feldspato (microclínio-oligoclásio) ocorre em associação com o quartzo. Os máficos estão representados por biotita e hornblenda e constituem o melanossoma da rocha. Zircão-esfeno, apatita e opacos estão associados e formam aglomerados dispersos na rocha. A clorita é produto de alteração dos minerais ferro-magnesianos.

O quartzo é o mineral dominante em todas as amostras e também está recristalizado, tendo granulação muito fina com contatos bem definidos, apresenta extinção normal ou pouco ondulante; raramente seus cristais formam agregados um pouco mais grossos. Os opacos aparecem como grânulos diminutos e se encontram presentes em toda a rocha. A apatita é um mineral acessório comum. O epidoto é mais raro. A biotita constitui agregados locais em cristais pequenos e também inclusos nos feldspatos.

De maneira geral, no Complexo Guianense ocorrem: migmatitos, granitos, granulitos, anfibolitos, quartzitos, xistos e gnaisses; fácies almandina-anfibolito e granulito.

8.1.5.2 - Grupo Vila Nova (Sequência Vulcano-Sedimentar)

Este grupo apresenta rochas metamórficas de baixo grau na fácies xisto verde, até metamorfismo de alto grau, na fácies anfibolito.

Sua distribuição geográfica no Estado do Amapá é bastante ampla, prolongando-se para os terrenos da Guiana Francesa, onde apresenta continuidade física com os Grupos Paramacá e Marawijne (Costa & Hasui, 1997).

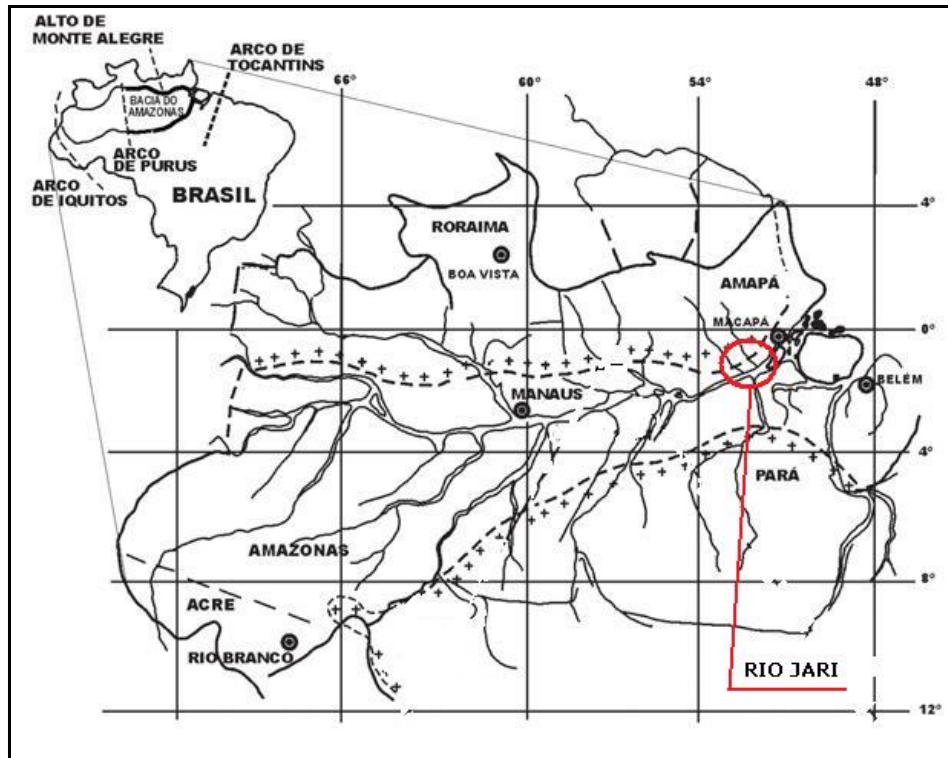
Jorge João e colaboradores (1979) consideram esta unidade como sendo um cinturão do tipo *greenstone belt*. Variedades de quartzito, metaconglomerado, xisto, mármore-manganesífero, formação ferrífera bandada e anfibolito são as suas principais associações litológicas.

Na região de Serra do Navio, local onde o Grupo Vila Nova encontra-se melhor estudado, ocorre uma sequência basal de orto-anfibolito capeado por xisto e mármore-manganesífero. A oxidação dos carbonatos produziu os depósitos de manganês lavrados pela ICOMI - Indústria e Comércio de Minérios S/A (de 1957 até a sua exaustão em 1997), tendo sido extraídos, no total, 61 milhões de toneladas de minério de Mn na região (Coelho Filho, 1998).

Datações K/Ar em micas provenientes de xisto (1.919 Ma e 1.759 Ma) e anfibólios oriundos de anfibolito (2.088 Ma e 1.971 Ma) são os únicos dados geocronológicos disponíveis para o Grupo Vila Nova na Serra do Navio (Montalvão & Tassinari, 1984). As datações K/Ar indicam uma idade mínima para o evento metamórfico que originou os depósitos manganesíferos da Serra do Navio. A idade modelo Sm/Nd de 2.264 ± 34 Ma em anfibolitos do Grupo Vila Nova da Serra do Ipitinga é interpretada como a idade do vulcanismo local (MacReath & Faraco, 1997).

8.1.5.3 - Bacia do Amazonas (Coberturas Sedimentares Fanerozóicas)

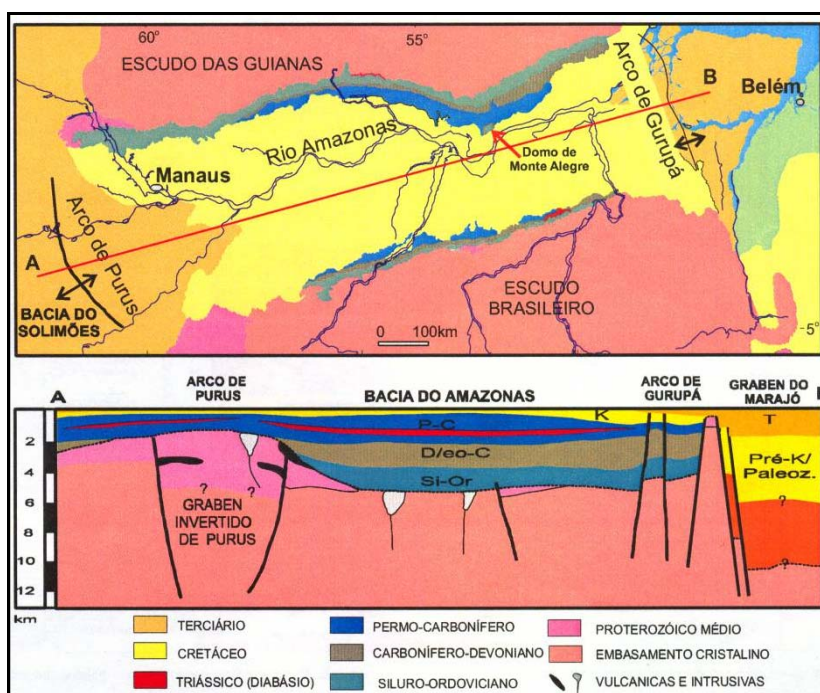
Na região em estudo, a Bacia do Amazonas (Figura 8.1-12) apresenta litotipos aflorantes de idades que variam do Paleozóico até o Mioceno. Contudo, apesar de sua extensão, não são frequentes os afloramentos de rochas sedimentares paleozóicas, apresentando, porém, vasta distribuição dos sedimentos meso-cenozóicos.



Fonte: Modificado de Cardoso & Rodrigues, 2005.

Figura 8.1-12 - Localização da área em estudo na Bacia Sedimentar do Amazonas

Os afloramentos paleozóicos são encontrados restritamente nas bordas da bacia sedimentar, especialmente em locais onde a drenagem corta transversalmente os pacotes rochosos, ou em algumas pedreiras de lavra de calcários Neopaleozóicos, situadas também nas zonas marginais da bacia (Figura 8.1-13). No entanto, uma estrutura geológica dômica, denominada Domo de Monte Alegre, no município homônimo, apresenta excelentes exposições rochosas de idade Paleozóica (Wanderley Filho *et al.*, 2005).

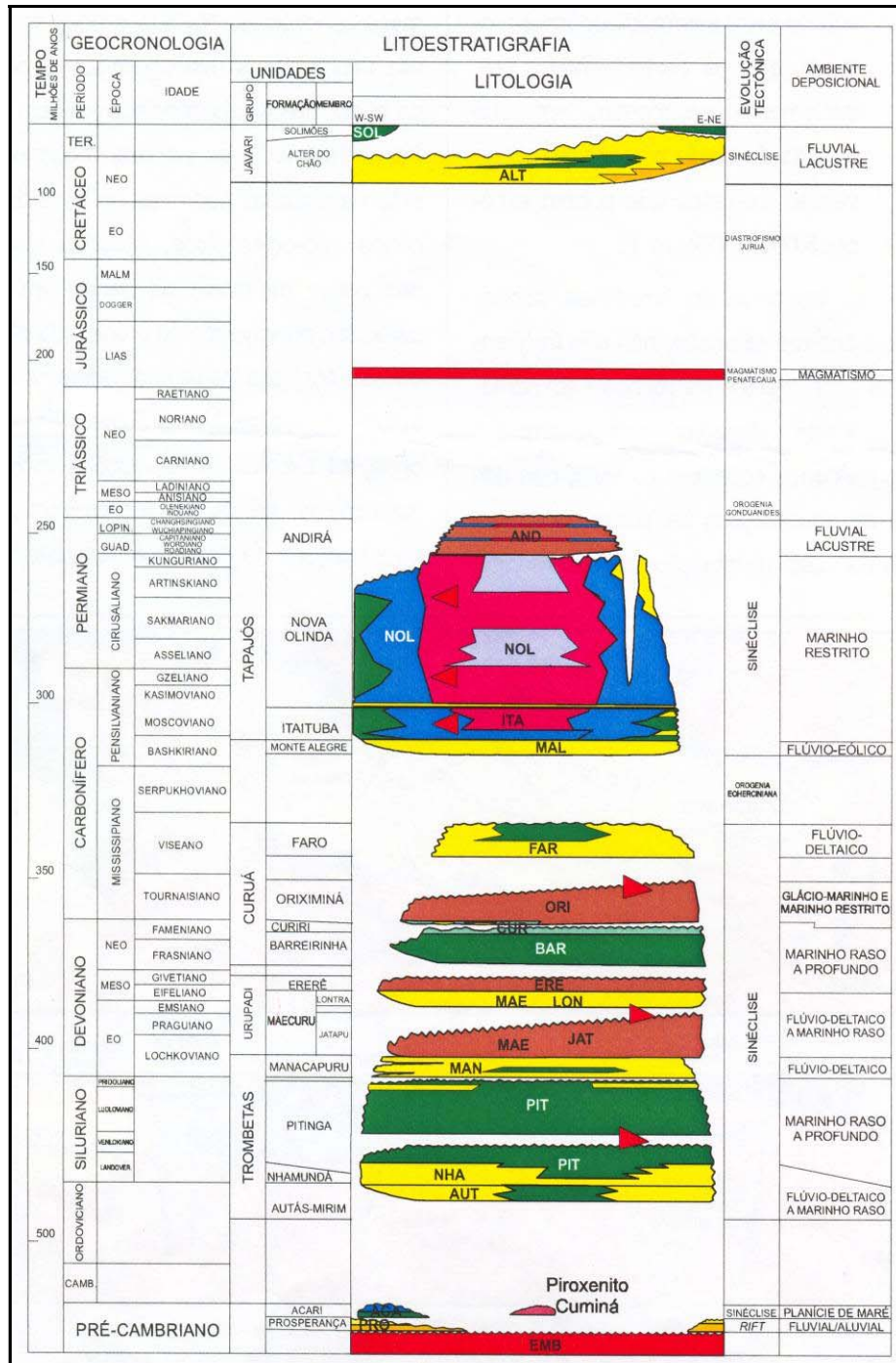


Fonte: Wanderley Filho *et al.*, 2005.

Figura 8.1-13 - Mapa Geológico e Seção Longitudinal da Bacia do Amazonas

As deposições de sedimentos siliciclásticos na Bacia do Amazonas foram iniciadas ainda durante o Ordoviciano, tendo seguido até o Carbonífero, cujas rochas representativas deste ciclo deposicional compõem os Grupos Trombetas, Urupadi e Curuá. Na sequência, ocorreram intrusões de diabásio, depositando-se sob a forma de soleiras (sills) entre os sedimentos das Formações Pitinga, Maecuru (entre os Membros Lontra e Jatapú) e Oriximiná e Faro, conforme observado na Figura 8.1-14.

De acordo com datações Ar/Ar nestas soleiras, a idade atribuída ao evento ígneo plutônico, de 204 Ma, indicam ter ocorrido apenas um evento deste tipo na região. No entanto, até meados da década de 1980, estudos realizados nestes corpos intrusivos (Aires, 1984), apresentavam resultados de datação isotópica colocando-os como sendo resultado dos três últimos picos de atividade ígnea na região (idades de 210, 180 e 150 Ma).



Fonte: Wanderley Filho *et al.*, 2005.

Figura 8.1-14 - Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas

Um segundo ciclo deposicional na Bacia do Amazonas - que não é aflorante na região em estudo para este diagnóstico -, ocorreu entre o Pensilvaniano Inferior e o EoTriássico, depositando as rochas pertencentes ao Grupo Tapajós (Formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá). Novo ciclo deposicional na Bacia do Amazonas só tornou a ocorrer durante o Cretáceo, quando foram depositadas as rochas do Grupo Javari.

O intervalo estratigráfico Devoniano-Carbonífero da Bacia do Amazonas, em especial no âmbito dos Grupos Curuá e Tapajós, reveste-se de considerável interesse econômico por incluir as principais rochas geradoras e reservatórios de hidrocarbonetos da região (Wanderley Filho *et al.*, 2005).

A seguir, serão descritas as formações sedimentares que compõem a AAR da UHE Santo Antônio do Jari, cujos paleoambientes de deposição serão caracterizados.

a) Grupo Trombetas

O Grupo Trombetas representa a primeira sequência transgressiva-regressiva ocorrida na Bacia Sedimentar do Amazonas, consistindo essencialmente em sedimentos fluviais, marinhos e glaciais. As formações sedimentares deste ciclo deposicional apresentam-se truncadas por discordâncias regionais decorrentes da Orogenia Caledoniana.

Na área em estudo, as rochas deste Grupo estão assentadas direta e discordantemente sobre o Complexo Guianense, que constitui o embasamento cristalino da região. Distribui-se na área, estendendo-se no sentido W-E, ocupando o Planalto de Maracanaquara.

As litologias que compõem este Grupo, de acordo com as amostras coletadas pelo Projeto RADAM (1974a) são, essencialmente: 1) arenitos cinza-claro, maciços, friáveis, ortoquartzíticos com granulometria fina a média; 2) conglomerados creme variavelmente silicificados, de granulometria grossa e mal selecionados e acamamento gradacional, apresentando alto grau de litificação; 3) arenitos finos, feldspáticos a caulíníticos, laminados, com maior ou menor grau de ferrificação, com lentes em xisto preto e/ou avermelhado; 4) intercalações de arenitos finos a médios, brancos a cinza-esverdeados ou castanhos a avermelhados, laminados, silicificados; 5) siltitos verde-claros a cinza-esverdeados, micáceos, laminados e litificados com nódulos de pirita; 6) folhelhos limpos de granulometria fina a média, por vezes silicificados, com poucas intercalações e com nódulos de pirita; 7) diamictitos porfiríticos; e 8) folhelhos e siltitos cinzas, micáceos, laminados, plásticos, com

nódulos de pirita, intercalados com arenitos finos caulíníticos e porosos, com estratificação paralela e cruzada intercalada, denotando paleoambiente deposicional fluvial.

O Grupo Trombetas é constituído, da base para o topo, pelas Formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru.

► Formação Autás-Mirim

A Formação Autás-Mirim é ainda pouco estudada pela comunidade científica. No entanto, algumas incursões realizadas para estudos voltados às demais formações que compõem o Grupo Trombetas, fizeram algumas descobertas acerca de seus pacotes sedimentares.

Desta forma, a Formação Autás-Mirim é constituída por arenitos predominantemente finos a médios, de coloração branca a cinza e folhelhos litificados de coloração acinzentada, apresentando assembléia fossilífera composta por quitinozoários planctônicos (Grahm & Melo, 1990; Grahm, 2005). Pressupõe-se que a deposição de seus sedimentos siliciclásticos tenha ocorrido em ambiente flúvio-deltaico a marinho nerítico raso, durante o Neo-Ordoviciano.

► Formação Nhamundá

A Formação Nhamundá, segunda a se depositar na Bacia do Amazonas, é constituída por sedimentos terrígenos neríticos e glaciogênicos, tais como quartzo-arenitos, folhelhos e diamictitos, de idade Siluriana (Llandoveryana a Wenlockiana).

Esta formação apresenta-se com estudos investigativos já bastante avançados, tendo sido, inclusive, segmentada em diferentes fácies sedimentares, de acordo com a gênese deposicional de seus sedimentos.

Assim, na fácies litorânea rasa ou de espraiamento de ondas (*foreshore*), os depósitos apresentam-se pouco bioturbados (<10%) por *Skolithos* sp. Estes sedimentos apresentam estratificação plano-paralela, cuja gênese é atribuída à ação de fluxo e refluxo das ondas (*wave wash*), já o truncamento de baixo ângulo apresentado por esta estrutura sedimentar é interpretado como ajuste da linha de praia a mudanças no regime de ondas e/ou no fornecimento de sedimentos provenientes da plataforma continental interna.

Os depósitos de pós-praia (*shoreface*) apresentam semelhança petrográfica aos depósitos de espraiamento de ondas (*foreshore*). Os sedimentos que compõem esta fácies sedimentar são constituídos de quartzo-arenitos finos a grossos, com grânulos dispersos, apresentando estratificação cruzada tabular e plano-paralela, com acamamento maciço e, localmente, estratificação cruzada *hummocky* (Tucker, 1996), geradas por fluxo oscilatório/ combinado mostrando a passagem de tempestades durante a deposição da Formação Nhamundá. Nesta fácies, os sedimentos pelíticos são pouco frequentes, cujos estratos não ultrapassam alguns centímetros de espessura. Com exceção da estratificação cruzada *hummocky*, as demais estruturas caracterizam a parte superior de *shoreface*. Dados de paleocorrente obtidos da estratificação cruzada tabular (lâminas de pelito mergulhando para NE) corroboram com a orientação NE-SW da paleocosta da bacia e sugerem para a origem da estratificação, a migração de barras de areia por correntes litorâneas. O acamamento maciço é devido à forte bioturbação (>60%) que em grande parte é atribuída à ação de *Skolithos* sp. Condições de salinidade reduzida são inferidas para esta fácies sedimentar graças à ausência de corpos fósseis animais responsáveis pelo icnogênero *Arthropycus* (Fernandes & Borgi, 1996) e presença de *Pelecypodichnus* sp. que, segundo Hakes (1985) e Pienkowski (1985) é encontrado em sedimentos de água salobra.

O paleoambiente da fácies subglacial costeira é evidenciado pela presença de estruturas glaciectônicas, que incluem planos de cavalgamento de baixo ângulo e foliação sub-horizontal desenvolvidos em diamictitos de constituição pelítico-arenosa (Nogueira *et al.* 1997b). Estas estruturas desenham um estilo de drenagem anastomosado infletindo-se com mergulhos altos quando contornam porções ou blocos de quartzo-arenito fino, os quais chegam a apresentar comprimento métrico (Nogueira *et al.*, 1999). Boudinagem e dobras recumbentes ocorrem localmente. As estruturas sub-horizontais, compatíveis com um campo de tensões tangenciais, sua natureza intraformacional e o fato de serem desenvolvidas em diamictitos sugerem um ambiente subglacial (Berthelsen, 1979), com a geleira avançando sobre o litoral. Esta posição litorânea da fácies subglacial é compatível com as demais fácies deposicionais (*foreshore* e *shoreface*), já que estas se sobrepõem em contato direto aos diamictitos. Eventos glaciais na Formação Nhamundá foram recentemente datados por Grahn & Paris (1992) Llandoveryano e Wenlockiano através de quitinozoários em diamictitos, previamente identificados como tilitos por Carozzi e colaboradores (1973) em testemunhos de sondagem.

Um paleoclima frio na Bacia do Amazonas é também corroborado pela ausência de sedimentação carbonática durante todo o EoPaleozóico. Um ambiente de *shoreface* com salinidade reduzida. Indicativos climáticos periglaciais para o *habitat* do icnofóssil *Arthropycus alleghaniensis* são fornecidos pela associação dos depósitos de *shoreface* com os diamictitos subglaciais caracterizados por planos sub-horizontais de cavalgamento e foliação, uma vez que os exemplares deste icnofóssil se apresentam sob a forma de tubos em hiporelevo positivo (*hipicnia*), concordantes a subconcordantes aos planos de acamamento e preenchidos com quartzo-arenito fino. A posição do pólo Sul na região meridional do Brasil durante o Eo-Siluriano (Caputo, 1984; Grahn & Caputo, 1992) implica condições periglaciais para o ambiente sublitorâneo deste icnofóssil, já que o gênero *Arthropycus* é sempre registrado em sucessões marinhas, demarcando a linha de costa durante o Paleozóico (Pickerill *et al.*, 1991), estando relacionado a condições litorâneas rasas, uma vez que os organismos que produziram este icnofóssil suportavam a influência de água doce em ambientes litorâneos (Boucot, 1975; Legg, 1985). O recuo das geleiras durante o final do Eo-Siluriano poderia ter contribuído no fornecimento de grandes volumes de água doce para a região do extremo norte do Brasil.

A fácies de estilo fluvial entrelaçado distal (Cotter, 1983), em que a relação icnofóssil/pelito indica períodos calmos de deposição em um ambiente que era caracterizado principalmente por níveis altos de energia de corrente ou onda denunciados por arenitos com estratificações cruzada e plano-paralela e marcas onduladas. A associação de *Arthropycus* a níveis descontínuos de arenito fino a médio com marcas onduladas intercalados a arenitos com estratificação cruzada sotopostos à fácies de *foreshore*, indica um ambiente de *shoreface* (sublitoral), provavelmente superior, para este icnofóssil.

O contato brusco entre as Formações Nhamundá e Pitinga, interpretado como superfície de inundação marinha, é um importante marco estratigráfico no Grupo Trombetas, cujas assembléias de quitinozoários do topo da Formação Nhamundá e da base da Formação Pitinga exibem, ambas, estratificação plano-paralela com truncamentos de baixo ângulo além da ocorrência de estratos cruzados subordinados.

► Formação Pitinga

Informalmente, a Formação Pitinga é subdividida em membro inferior e superior, estando separados por um hiato que corresponde à parte média do Wenlockiano/Siluriano (Grahn & Melo, 1990). Os sedimentos que compõem esta formação litológica são representados basicamente por folhelhos e siltitos intercalados por arenitos finos de origem marinha nerítica média a profunda, apresentando assembléia fossilífera composta de acritarcos, quitinozoários, criptósporas, escolecodontes e fragmentos de matéria orgânica. Espécies de distribuição geográfica mundial, típicas do Siluriano tais como *Neoveryhachium carminae*, *Dactylofusa striatifera*, *Multiplicisphaeridium fisheri*, *Oppilatala insólita*, *Salopidium granuliferum*, *Domasia trispinosa*, *Deunffia furcata*, *Deunffia monospinosa*, *Deunffia ramusculosa*, *Domasia bispinosa*, *Domasia rochesterensis*, *Cymbosphaeridium pilar*, *Cymatiosphaera marisae* e *Baltisphaeridium carinosum*, ocorrem em sedimentos da Formação Pitinga. Acritarcos característicos de alta paleolatidade da região Perigondwana e Gondwana norte tais como *Perforela perforata*, *Tylotopala piramidalis* e *Tyrannus giganteus* foram também identificados em sedimentos desta formação litoestratigráfica.

Para o membro inferior, de idade Llandoveryano ao Wenlockiano, os arenitos finos com siltitos intercalados apresentam localmente assembléias biogênicas referentes à icnoespécie *Arthropycus harlani*, conespecífica com *Arthropycus alleghaniensis*, além de outros restos fósseis menos diagnósticos. Grahn & Melo (1990) analisando algumas amostras coletadas na região da cachoeira Viramundo, no Amazonas, destacaram que os arenitos finos com estratificação ondulada truncante são portadores da clássica fauna de invertebrados marinhos descrita por Clarke (1899): *Anabaia paraia*, que ocorre também em sedimentos do Siluriano Inferior da região do lago Titicaca, no Peru Meridional. Os conhecimentos atuais sugerem tratar-se de uma forma restrita ao Llandoveryano, embora outras espécies desse gênero exclusivamente sul-americano, possam talvez atingir o Siluriano Superior. Essa inferência é compatível com os dados bioestratigráficos obtidos por Cardoso & Rodrigues (2005), a qual é posicionada, com base em seu conteúdo em quitinozoários, na transição entre o Llandoveryano superior e o Wenlockiano inferior. *Deunffia* e *Domasia* são *Taxa* importantes que definem o intervalo Llandoveryano - Wenlockiano, cujo valor cronoestratigráfico é inegável uma vez que os mesmos restringem-se mundialmente ao Siluriano.

Dentre os espécimes fósseis para o membro inferior da Formação Pitinga destacam-se principalmente: *Domasia limaciforme*, *Domasia canadensis*, *Domasia trispinosa*, *Domasia amphora*, *Domasia rochesterensis*, *Dateriocradus monterrosae* e *Salopidium granuliferum*, *Cymbosphaeridium pilar*, *Dactylofusa tenuistriata*, *Dactylofusa cucurbita*, *Deunffia furcata*, *Baltisphaeridium capillatum*, *Visbysphaera errática* e *Micrhystridium intonsurans*.

O membro superior da Formação Pitinga, de idade Ludlowiano, apresenta-se bem definido e separado do membro inferior por um hiato, sendo composto pelas seguintes espécies fósseis: *Deunffia furcata*, *Deunffia brevispinosa*, *Deunffia ramusculosa*, *Tyrannus giganteus*, *Eisenackidium ramiformis*, *Gorgonisphaeridium bringewoodense*, *Domasia bispinosa*, *Domasia trispinosa*, *Hélios aranides*, *Micrhystridium stellatum*, *Neoverhachium carminae*, *Multiplicisphaeridium caperoradiola*, *Leiofusa kiryanovii*, *Leiofusa filifera*, *Oppilatala insolita*, *Pterospermopsis marysae*, *Verhachium rhomboidium*, *Cymbosphaeridium pilar*, *Cymbosphaeridium cf. ravum*, *Multiplicisphaeridium fisheri*, *Dactylofusa striatifera*, *Polysphaeritae*, *Visbysphaera microspinosa*, *Visbysphaera dilatispinosa*, *Salopidium wenlockensis* e *Verhachium europaeum*.

Segundo Molyneux e colaboradores (1996), muitas dessas espécies, tais como *Tyrannus giganteus* e *Perforela perforata*, são formas descritas no Siluriano Superior da Espanha e norte da África, tratando-se de bons marcadores bioestratigráficos. O registro desses *Taxa* em sedimentos da Formação Pitinga mostra um aumento em abundância próximo ao limite Llandoveryano-Wenlockiano (Cramer, 1970; Le Hérissé, 1989; Molyneux *et al.*, 1996).

De acordo com Cardoso & Rodrigues (2005), o modelo biogeográfico de latitude paralela de Cramer (1970) para os acritarcos do Siluriano segundo Molyneux e colaboradores (1996), está sendo visto com certo ceticismo pelo fato de gêneros como *Deunffia* e *Domasia*, considerados de baixa paleolatidade, terem sua ocorrência junto a locais paleogeográficos de região equatorial. Segundo o modelo de distribuição de palinofáceis para o Siluriano proposto por Cramer (1970), os acritarcos da bacia do Amazonas estariam situados no “Brazilian Realm”, provavelmente na fácies *Neoverhachium carminae*, caracterizada pela alta paleolatidade e clima frio e pela abundância de acritarcos do subgrupo Netromorphitae de Evitt (1963). Le Hérissé (1989) assinalou a ocorrência de *Neoverhachaeum carminae* no Wenlockiano e Ludlowiano da Suécia em área de clima tropical (Palinofácies Báltica) durante o Siluriano. Isto contraria o modelo de zoneamento baseado em dados de

paleolatitudes paralelas de Cramer (1970). O mesmo ocorre na bacia do Amazonas, que durante o Siluriano ocupou região de alta latitude.

Na Bacia do Amazonas, estudos comprovaram a ocorrência de acritarcos característicos de baixa paleolatitudes, como *Domasia amphora*, *Deunffia monospinosa* e *Tylotopala pyramidalis*, associadas às formas de alta paleolatitudes como *Dactylofusa maranhensis*, *Baltisphaeridium capillatum*, *Baltisphaeridium aniae*, *Tyrannus giganteus*, e *Perforela perforata* (Cardoso & Rodrigues, 2005). Fato também ocorrido no Llandoveryano superior da Jordânia, na bacia de Ghadames (Líbia) e na bacia Tindouf no oeste da Argélia (Molyneux *et al.*, 1996).

► Formação Manacapuru

A Formação Manacapuru é composta basicamente por rochas sedimentares areníticas finas a médias, com intercalações de siltitos cinza-escuro em paleoambiente deposicional litorâneo nerítico. Nestas litologias, foram identificados quitinozoários no andar Pridoliano do Siluriano, correspondendo à base da formação litoestratigráfica.

A porção basal da Formação Manacapuru é separada do membro inferior da Formação Pitinga por um hiato, caracterizado pela ausência de deposição de sedimentos, ou pela erosão dos sedimentos superficialmente depositados em paleoambiente.

Para os espécimes fósseis encontrados na fácies sedimentar que representa a Formação Manacapuru destacam-se *Baltisphaeridium pilar*, *B. carinosum*, *Multiplicisphaeridium saharicum*, *m. scaber*, *Domasia rochesterensis*, *Dateriocradus monterrosae*, *Neoverhachium carminae* e *Perforela perforata*, todos atribuídos ao Prídoli/Siluriano, o que corrobora para a datação realizada por Grahn & Melo (1990) com base em quitinozoários. Destes, os taxa sistemáticos *Deunffia* e *Domasia* são importantes biomarcadores estratigráficos que definem o intervalo Llandoveryano-Wenlockiano, cujo valor cronoestratigráfico é de grande importância, uma vez que estes restringiram-se mundialmente ao Siluriano (Cardoso & Rodrigues, 2005).

Outra característica importante apresentada por estes taxa, refere-se ao fato de serem estes gêneros considerados de baixa paleolatitudes, cuja ocorrência se dá conjuntamente com formas biológicas de região paleoequatorial, o que está sendo visto hoje pela academia com muito ceticismo, já que vai de encontro ao modelo biogeográfico de

paleolatidade paralela para os acritarcos do Siluriano, proposto por Molyneux e colaboradores (1996).

Segundo o modelo de distribuição de palinofáceis proposto por Cramer (1970) para o Siluriano, os acritarcos da Bacia do Amazonas estariam situados no “Brazilian Realm”, provavelmente na fácies litoestratigráfica onde são encontrados *Neoveryhachium carminae*, caracterizada pela alta paleolatidade e clima frio e pela abundância de acritarcos do subgrupo *Netromorphitae* de Evitt (1963), espécimes encontrados em locais de paleoclima frio ou periglacial.

Le Hérissé (1989) assinalou a ocorrência de *Neoveryhachium carminae* no Wenlockiano e Ludlowiano da Suécia em área de clima tropical (denominado Palinofácies Báltica) durante o Siluriano, o que contraria o modelo de zoneamento baseado em dados de paleolatidade paralela de Cramer (1970).

De modo geral na Bacia do Amazonas, e em especial na Formação Manacapuru, ocorrem acritarcos característicos de ambientes de baixa paleolatidade como *Domasia amphora*, *Deunffia monospinosa* e *Tylotopala pyramidalis*, associadas às formas biológicas de alta paleolatidade como *Dactylofusa maranhensis*, *Baltisphaeridium capillatum*, *Baltisphaeridium aniae*, *Tyrannus giganteus* e *Perforela perforata*. Esta fácies litoestratigráfica também foi observada no Llandoveryano (Telychiano) da Jordânia, na Bacia de Ghadames (na Líbia) e na Bacia Tindouf no oeste da Argélia (Molyneux *et al.*, 1996), caracterizando-se, assim, em uma fácies cronoestratigráfica.

b) Grupo Urupadi

O Grupo Urupadi é composto por arenitos com intercalações de folhelhos e por siltitos micáceos com delgadas intercalações de folhelhos. A deposição destes sedimentos ocorreu durante o segundo evento de subsidência e ingressão marinha na Bacia do Amazonas (EoDevoniano - NeoDevoniano), cujo fluxo de invasão transgressivo foi no sentido leste-oeste (Katzer, 1933).

O Grupo Urupadi é subdividido nas Formações: Maecuru e Ererê.

► Formação Maecuru

As rochas desta formação litoestratigráfica são compostas basicamente por arenitos brancos a cinza claros, micáceos, de granulometria fina a grossa, que passam, em direção ao topo, para arenitos finos, fossilíferos, com intercalações de folhelhos cinza escuros.

O paleoambiente deposicional para a Formação Maecuru (de Idade Eifeliana) é inferido como tendo sido de plataforma continental interna a média associada à ambiente marinho raso de águas com nível de energia oscilante entre intermediárias e agitadas, dada à presença de sedimentos finos a grossos. As águas que compunham tal paleoambiente apresentavam-se como intermediária entre quente e fria, bem oxigenadas e com salinidade normal (Cunha *et al.*, 1994).

Na Formação Maecuru podem ser reconhecidas duas associações de invertebrados marinhos bentônicos, cada qual representando um paleoambiente deposicional distinto.

Na associação representada por arenitos médios a grossos, com paleoambiente marinho de águas próximas à costa com nível de energia intermediário, foram identificados, de modo predominante, a associação dos gêneros fósseis “*Schuchertella*” *agassizi* (Rathbun, 1874) e *Ptychopteria eschwegei* (Clarke, 1899). Na composição desta associação está presente uma grande diversidade de braquiópodes, bivalvíos, tentaculídeos, trilobitas, crinóides, gastrópodes e belerofontídeos.

Os espécimes que compõem esta associação bioestratigráfica apresentaram características morfofuncionais de hábitos suspensivos epibentônico semi-infaunísticos, de reduzida a moderada mobilidade, o que corrobora para o paleoambiente deposicional inferido para a Formação Maecuru.

A riqueza expressa pela qualidade de espécies encontradas nesta associação, sugere um ambiente com águas bem oxigenadas e de salinidade normal, pois a maioria dos organismos presentes é tipicamente estenoalino, ou seja, não toleram valores muito extremos de salinidade; ao mesmo tempo, as formas semi-infaunísticas necessitam de uma boa oxigenação na interface sedimento-água para sobreviverem.

A Formação Maecuru é subdividida em dois Membros: Jatapu e Lontra.

► Membro Jatapu

O Membro Jatapu caracteriza-se por camadas de siltitos argilosos bioturbados e arenitos argilosos, apresentando camadas hematíticas em sua base. Estende-se pelo flanco norte da Bacia do Amazonas, gradando lateralmente para o Membro Lontra em direção ao sul, não chegando a aflorar nesta área da bacia.

A passagem de arenitos finos e siltitos bioturbados para arenitos finos a médios com estratificação cruzada caracteriza o contato gradacional superior e lateral do Membro Jatapu com o Membro Lontra.

Até o momento não foram encontrados microfósseis marinhos nos sedimentos que compõem este Membro, apresentando somente palinórmorfos de quitinozóários, acritarcos e esporos (Caputo, 1984).

► Membro Lontra

O Membro Lontra é composto por uma sequência de arenitos brancos a cinzas de estratificação cruzada, intercalados por conglomerados e poucos siltitos. Esta unidade estende-se por ambos os flancos da Bacia do Amazonas (Melo & Loboziak, 2003).

Localmente, no flanco norte e em subsuperfície, os sedimentitos mais superiores do Membro Lontra são tempestitos gerados em ambiente marinho raso, constituídos por arenitos com estratificação cruzada hummocky, com pouquíssimas intercalações pelíticas e contêm a fauna de invertebrados marinhos devonianos da Formação Maecuru. Juntamente com os crinóides, esses arenitos exibem restos de trilobitas, moluscos, briozoários, corais, conulárias e tentaculítidas.

O provável ambiente deposicional seria um sistema de leques deltáicos interrompidos por uma rápida e curta transgressão marinha (Caputo, 1984). Estas invasões marinhas deveriam formar extensas lâminas de água, que parecem não ter atingido grandes profundidades, pois esta área funcionava como uma plataforma durante o Devoniano (Daemon & Contreiras, 1971).

As camadas portadoras de microfósseis conchíferos marinhos restringem-se à parte mais superior do membro. Dentre os espécimes encontrados nos sedimentos deste membro

litoestratigráfico estão *Monstrocrinus securifer*, *Laudonomphalus regularis*, *Laudonomphalus ornatus*, *Exaesiodycus acutus*, *Exaesiodycus aff. minutus*. (Scheffler et al., 2006).

► Formação Ererê

A Formação Ererê representa a sedimentação deltáica, com litotipos de arenitos brancos a avermelhados, micáceos, com granulometria média, siltitos cinza esverdeados, silicificados, fossilíferos, localmente piritosos e com marcas de ondas, além de camadas bastante delgadas de folhelhos cinza-escuro.

Nos sedimentos desta formação litoestratigráfica foram encontrados trilobitas da espécie *Eldredgeia paituna*, conchas de bivalves da espécie *Cucullella triqueta*, além de gastrópodes, crinóides e *Tentaculites* sp.

c) Grupo Curuá

A deposição deste Grupo ocorreu durante as etapas finais (NeoDevoniano - Mississippiano Médio) do segundo evento de subsidência e ingresso marinha na Bacia do Amazonas, novamente com fluxo de invasão marinha proveniente de leste (Katzer, 1933).

A princípio, a denominação deste grupo litoestratigráfico foi adotada para uma sequência quase exclusivamente de xistos pretos e avermelhados, situada entre as rochas do Grupo Ererê e as demais rochas depositadas durante o Período Carbonífero.

Zonalmente, as rochas do Grupo Curuá encontram-se em contato discordante com as rochas dos Grupos Urupadi e Trombetas, cuja faixa de ocorrência está alinhada de forma paralela às rochas destes grupos, cortando transversalmente o leito e margens do rio Jari, a aproximadamente 25 km do local do empreendimento.

Os litotipos que compõem o Grupo Curuá são basicamente representados por: 1) argilitos laminados e siltitos com intercalações de arenito fino; 2) folhelhos laminados com intercalações de arenito muito fino e micáceos; 3) folhelhos laminados micáceos com intercalações de arenito muito fino e argilosos, por vezes piritosos; 4) diamictitos glaciogênicos; 5) arenitos fino a médio, mal selecionados com intercalações de diamictito; 6) arenitos finos micáceos com estratificação plano-paralela pouco notável; e 7) folhelhos e

siltitos micáceos pretos, cinzas e vermelhos, laminados com camadas intercaladas de arenito bem selecionado fino a médio, geralmente com estratificação cruzada.

Na região de Monte Alegre, segundo Pastana (1999) as Formações Barreirinhas, Curiri, Oriximiná e Faro ocorrem sob duas formas distintas: sob a forma de uma faixa contínua e alongada no sentido leste-oeste com média de 5 km de largura no flanco norte da bacia; e nos arredores do Domo de Monte Alegre.

Datações Sm/Nd realizadas em rochas de fração pelito do Grupo Curuá aflorantes nos arredores do Domo de Monte Alegre, demonstraram idades entre 1,42 e 1,35 Ga, sugerindo, a princípio, que seus sedimentos sejam provenientes de uma área-fonte formada durante o Proterozóico, além de inferir que tenha ocorrido, provavelmente, uma mistura de sedimentos de área-fonte mais jovem.

As áreas-fonte prováveis, segundo Makino e colaboradores (2007), seriam representadas pelo Cinturão Paraguai-Araguaia, localizado no limite leste e sul/sudeste do Cráton Amazônico; e pela Província Geocronológica Sunsas (com idades entre 1,3 e 1,0 Ga, segundo Tassinari & Macambira, 1999). Os dados isotópicos indicam que durante a deposição das unidades litoestratigráficas que compõem o Grupo Curuá, a principal fonte dos sedimentos foram as rochas crustais formadas durante o Meso e o Neoproterozóico.

O Grupo Curuá é subdividido nas seguintes Formações: Barreirinha, Curiri, Oriximiná e Faro.

► Formação Barreirinha

Predominam folhelhos cinza-escuro a negros laminados, carbonosos, piritosos e radiativos, localmente intercalados com arenitos muito fino a micáceos; folhelhos cinzentos siltíticos, siltitos calcíferos e arenitos silicificados em delgadas camadas, que podem representar turbiditos (Caputo, 1984).

Na Formação Barreirinha, os macrofósseis de invertebrados são raros, sendo representados por restos de braquiópodes inarticulados das espécies *Lingula gracana* e *Orbiculoidea lodensis*, além de pequenos exemplares das espécies de bivalves *Paleoneilo sculptilis* e *Cucullella triqueta*, gastrópodes e o nautilóide *Spyroceras meloi* (Petri & Fúlfaro, 1983).

De acordo com os estudos realizados pela CPRM (2003), as rochas da Formação Barreirinha foram depositadas em paleoambiente de águas marinhas rasas a profundas, sob condições anóxicas.

► Formação Curiri

Esta formação litoestratigráfica é composta por folhelhos de coloração cinza à esverdeada, com raros níveis de arenito; siltitos subordinados com intercalações locais de arenito fino; siltitos argilosos, cinzentos a pretos, maciços, micáceos, piritosos e lentes de diamictitos.

Os folhelhos e siltitos desta formação apresentam-se bioturbados pela espécie *Spirophyton* sp. Este icnofóssil é comum em ambientes devonianos de águas calmas com substrato de clástico fino rico em matéria-orgânica e anóxico (Petri & Fúlfaro, 1983).

O paleoambiente de deposição destes sedimentos é interpretado como flúvio-deltaica e marinha rasa nerítica, com paleoclima periglacial ou transicional para glacial, devido à formação de diamictitos, durante o Fameniano (Daemon & Contreiras, 1971).

► Formação Oriximiná

A Formação Oriximiná apresenta arenito mal selecionado fino a médio, muito compactados, de coloração avermelhada a cinzenta, piritosos e argilosos, com intercalações de diamictitos. Localmente, são observados siltitos laminados e folhelhos micáceos pouco calcíferos com lentes de arenito fino argiloso.

O paleoambiente de deposição é interpretado como sendo um ambiente fluvial regressivo, graças à presença de estratificação plano-paralela pouco notável e alternada com sedimentos argilosos, onde o arredondamento dos grãos de quartzo é baixo e a esfericidade é regular (Daemon & Contreiras, 1971).

► Formação Faro

As rochas que compõem a Formação Faro são compostas basicamente por siltitos micáceos, às vezes maciços, de coloração branca a cinza médio e tons avermelhados ocasionados pela oxidação do ferro. Os siltitos gradam para arenitos esverdeados finos a médios com estratificação do tipo *hummock*, intercalados por folhelhos e recobertos por argilitos.

A Formação Faro apresenta em sua parte superior uma intercalação de folhelhos negros com vegetais fossilizados bem conservados, icnofósseis e braquiópodes (Petri & Fúlvaro, 1983).

De acordo com Daemon & Contreiras (1971) a deposição destas rochas ocorreu em um paleoambiente flúvio-deltaico, com influência marcante de águas de mar raso.

d) Grupo Tapajós

Ao final do Mississípiano/Carbonífero, ocorreu um novo movimento tectônico, denominado Orogenia Echericiniana. Após este movimento, foi iniciada nova fase de sinéclise na Bacia do Amazonas, possibilitando a deposição dos sedimentos do Grupo Tapajós, durante movimentos de eustasia transgressiva e regressiva, respectivamente.

As rochas que formam o Grupo Tapajós apresentam basicamente as seguintes características: arenito quartzítico médio a grosso, com lentes de conglomerado fino intercaladas com folhelhos esverdeados a amarelados e marcas de onda; arenitos subarcoseanos bem selecionados e arredondados, finos a médios, de coloração cinza-esbranquiçado; arenito médio cinza-esbranquiçado a amarelado, bem selecionado e arredondado com leve imbricação, e estratificação plano-paralela.

O Grupo Tapajós é representado pelas formações: Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá.

► Formação Monte Alegre

A Formação Monte Alegre é formada por arenitos ortoquartzíticos, médios a grossos, por vezes conglomeráticos, altamente friáveis, com marcas de onda, raramente intercalados por folhelho esverdeado a amarelo (Pastana, 1999). Esta unidade tem uma ampla área de exposição na AAR da UHE Santo Antônio do Jari, ocorrendo segundo uma faixa E-W a NE-SW, estendendo-se para sul, até contornar grande parte do Domo de Monte Alegre (Makino *et al.*, 2007).

Esta formação litoestratigráfica é considerada uma unidade com grande potencial para reservatório de hidrocarbonetos por estar situada, estratigraficamente, acima dos folhelhos da Formação Barreirinha, principal rocha geradora de hidrocarbonetos da Bacia do Amazonas, e por ser constituída basicamente por arenitos. Estudos de proveniência

sedimentar são importantes na indústria do petróleo, pois contribuem para o entendimento da evolução paleogeográfica da bacia, fundamental para estudos de previsão de qualidade de rochas-reservatório (Makino *et al.*, 2007).

Os arenitos que compõem a Formação Monte Alegre ocorrem em forma de lajedos pouco intemperizados, com estratificação plano-paralela, grãos bem selecionados e bem arredondados, com leve imbricação e predominância de contatos retos, com cimentação constituída por sobrecrescimento de sílica. Mineralogicamente, a rocha sedimentar é composta essencialmente de quartzo e feldspatos em menores quantidades, fragmentos de rocha, turmalina e zircão. O quartzo é monocristalino, apresentando tanto extinção homogênea quanto ondulante. Os grãos de feldspato estão sendo substituídos por argilomineral (caulinita).

O paleoambiente de deposição dos sedimentos que compõem a Formação Monte Alegre é interpretado como sendo flúvio-eólico, com a formação de camadas de evaporitos (carbonatos) depositados em paleoambiente marinho raso a restrito.

► Formação Itaituba

A Formação Itaituba é formada essencialmente por bancos de calcário ricamente fossilíferos que exibem abundante e rica tafocenose, depositados em um mar mais quente do que o que ocupou a Bacia do Amazonas durante o Devoniano. São constituídos por restos de corais, briozoários, braquiópodes, escafópodes, bivalves, gastrópodes, cefalópodes, trilobitas e equinodermas.

Dentre os braquiópodes, mais numerosos em quantidade e qualidade, estão os representantes da subordem Productidina, com suas conchas grandes, acentuadamente convexas e portadoras de inúmeros espinhos, como as espécies *Brasilioproductus chandelessi* e *Buxtonioides amazonicus*.

Sua deposição ocorreu em paleoambiente hipersalino flúvio-lacustre transicional para marinho raso.

► Formação Nova Olinda

A Formação Nova Olinda é a unidade litoestratigráfica constituída por depósitos evaporíticos siliciclásticos areníticos e evaporíticos carbonáticos marinhos, depositados em paleoambiente hipersalino flúvio-lacustre transicional para marinho restrito.

Os fósseis da Formação Nova Olinda são raros e pequenos em decorrência das condições impróprias ao seu desenvolvimento normal causadas pela salinidade elevada (Petri & Fúlfaro, 1983).

Seu contato com a Formação Andirá é discordante angular.

► Formação Andirá

Encerrando a sequência do Grupo Tapajós, segue a deposição de sedimentos constituídos por arenitos avermelhados, raros evaporitos e carbonatos que constituem a Formação Andirá.

Esta formação litoestratigráfica foi subdividida em duas Palinozonas: *Raistrickia cephalata* e *Vittatina costabilis*, onde a primeira, localizada no topo da formação, foi depositada em paleoambiente hipersalino flúvio-lacustre transicional para marinho normal a restrito, e a segunda (na base) em paleoambiente continental hipersalino, flúvio-lacustre transicional para marinho normal a restrito.

Matsuda e colaboradores (2004), estudando os espécimes fósseis destas palinozonas, propuseram uma discordância pré-Andirá entre a base da Formação Andirá e o topo da Formação Nova Olinda. Esta discordância apresenta um pacote de halita hialina com bandas levemente anidriticas e calcíferas, anidrita nodular esbranquiçada com matriz argilosa levemente calcífera e folhelhos marrons-avermelhados com intercalações de conglomerado intraformacional de coloração avermelhada-escura, de onde foi estudado o gênero *Vittatina* e definidos os espécimes *Vittatina costabilis*, *Vittatina vittifera*, *Vittatina subsaccata* e *Vittatina saccata*.

Nos sedimentos flúvio-lacustres da Formação Andirá, unidade que encerra a deposição do Grupo Tapajós, são citadas ocorrências de restos de crustáceos, ostracodes e conchostráceos, além de escamas de peixes (Petri & Fúlfaro, 1983).

e) Grupo Javari

O Grupo Javari representa o último ciclo deposicional da Bacia do Amazonas, tendo sido depositado em paleoambiente fluvial e flúvio-lacustre, provavelmente em paleoclima mais úmido, muito parecido ao atual.

Espessos pacotes de arenitos quartzosos com camadas finas argilosas subordinadas, de cores variegadas e concreções lateríticas locais. Composta por pacotes de arenitos intercalados com níveis pelíticos e conglomerados (Tancredi, 1996).

A Formação Alter do Chão, do Fanerozóico, Cretáceo Superior, corresponde aos depósitos fluviais preservados devido à subsidência relacionada à orogenia andina. Com ambiente de sedimentação continental em um sistema de sedimentação Fluvial Anastomosado, gerou Planícies de Inundação, onde ocorrem os litotipos de Quartzito-Arenito e Conglomerados de naturezas Clásticas (CPRM, 2003).

Este Grupo é composto pelas formações: Alter do Chão, Solimões e Barreiras.

► Formação Alter do Chão

A Formação Alter do Chão foi proposta por Kistler (1954) para os sedimentos vermelhos inconsolidados verificados na região de Alter do Chão/PA, na margem direita do rio Tapajós, (Caputo, 1971). Sua gênese corresponde aos paleodepósitos fluviais preservados devido à subsidência relacionada à Orogenia Andina, responsável pelo soerguimento da Cordilheira dos Andes (Eoceno-Plioceno/Paleógeno-Neógeno).

Compreende arenitos finos a médios inconsolidados com grânulos esparsos de quartzo, bastante argilosos com camadas de caulinita, geralmente apresentando estratificação cruzada. Estes pacotes de arenitos apresentam-se intercalados com níveis pelíticos e conglomerados (Tancredi, 1996). Os pelitos apresentam coloração avermelhada, com estrutura sedimentar laminada, contendo lentes de areia irregularmente distribuídas.

Os conglomerados são constituídos por seixos de quartzo rolados e arenito silicificado, típicos de paleocanais de drenagem na base de bancos de arenito. Distribuem-se de leste a oeste nas bacias do Amazonas e Solimões, cuja espessura pode alcançar cerca de 1.250 m.

De acordo com Dino (1999), essa formação possui duas sequências deposicionais: uma inferior (Aptiano-Albiano/Cretáceo) caracterizada por sedimentos terrígenos de paleossistemas fluviais meandantes que evoluíram para anastomosados a partir de retrabalhamento eólico dos sedimentos inconsolidados; e outra superior (Cenomaniano/Cretáceo) constituída por ciclos progracionais de canais de drenagem, formando pequenas lagunas e deltas.

A Formação Alter do Chão apresenta discordância em relação à Formação Solimões que, por sua vez, apresenta contato abrupto com os depósitos Pleistocênicos e Holocênicos ao longo do sistema tributário do rio Amazonas, sendo recobertos por sedimentos finos e inconsolidados.

► Formação Solimões

A Formação Solimões corresponde à época de soergimento da cadeia Andina durante o Paleógeno. Esse fato possibilitou a deposição de pelitos com restos de conchas e moluscos e vegetais por compensação isostática, que mal ultrapassou o Arco de Purus e avançou na Bacia do Amazonas. Essa unidade está composta por argilitos, vermelho e cinza, com camadas de conchas e linhito, muito rica em fósseis vegetais e animais (troncos, folhas, carófitas, ostracodes, escamas, dentes e ossos) que se distribuem amplamente na Amazônia ocidental, desde o Acre até o limite oeste da Bacia do Amazonas. Com espessura que pode alcançar 980 m, essa unidade está em discordância com a Formação Alter do Chão. Predomina o ambiente de deposição do sistema fluvial a fluvial-lacustrino com característica de estuário influenciado por condições marinhas marginais (Hoorn, 1993, in Silva, 2005).

De acordo com Hoor (Silva, 2005), a história deposicional nesse setor da Amazônia foi fortemente influenciada pelo soergimento da Cordilheira Oriental durante o Mioceno. O efeito da edificação dos Andes Orientais, no Mioceno tardio, causou a mudança do curso do paleo-orinoco, o estabelecimento da conexão do rio Amazonas para o Atlântico e o fechamento da conexão marinha do rio Amazonas com o mar do Caribe via rio Orinoco.

► Formação Barreiras (Coberturas Sedimentares Cenozóicas)

Segundo o RADAMBRASIL (Brasil, 1974), não se conhece a origem exata da designação formal dessa unidade. Aparentemente o termo "formação" foi incorporado ao nome

descritivo "barreiras", usado para designar as falésias comuns no litoral brasileiro. A designação de "Barreiras", consagrada pelo uso na nomenclatura geológica brasileira, engloba uma variedade de sedimentos que ocorrem ao longo do litoral brasileiro, desde o Amapá até o estado do Rio de Janeiro, e forma a maioria das "terras firmes" localizadas nas margens do rio Amazonas e seus afluentes.

As primeiras descrições do Barreiras na Amazônia foram feitas na década de 30 do século passado. Alguns trabalhos realizaram inúmeras observações sobre o Terciário Barreiras na Amazônia, principalmente aqueles feitos pela Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia (SUDAM), descrevendo uma variedade de perfis em várias localidades, encontrando uma sequência de arenitos e folhelhos arenosos, intercalados por espessos estratos de caulim.

Trabalhos mais recentes da CPRM, no Amapá, quando da realização do Projeto Macapá-Calçoene, descrevem os sedimentos do Terciário Barreiras como constituídos essencialmente de argilas do grupo da caulinita, além de quartzo e alofana.

► Coberturas detrítico-lateríticas com concreções ferruginosas (ENdL)

Também ocorrem as Coberturas detrítico-lateríticas com concreções ferruginosas, do (Fanerozóico - Cenozóico) Paleogeno, com litotipos de Areia, Argila, Laterita e Cascalho, caracterizado por Sedimentos inconsolidados (CPRM, 2003).

► Depósitos Aluvionares (Q2a)

Dentro da Formação Barreiras incluem-se os depósitos Aluvionares, do período Quaternário Holoceno (Fanerozóico - Cenozóico), nas margens do rio Jari a jusante do local da UHE. Predominam barras arenosas (dunas subaquosas) com areia e cascalho (principalmente), podendo ocorrer argila e silte, todos na forma de sedimentos inconsolidados (CPRM, 2003).

A Formação Barreiras foi mapeada em discordância sobre todas as demais formações estratigraficamente inferiores; sua porção aflorante é do Terciário Superior por sua posição estratigráfica em relação às camadas de calcário fossilífero da Formação Pirabas, cuja idade é Mioceno, e às quais a Formação Barreiras se sobrepõe diretamente em algumas regiões (Brasil, 1974).

Na área de estudo esta Formação ocorre na parte sul, abaixo de onde está prevista a construção da barragem, englobando boa parte do Igarapé Carucaru, próximo às ocorrências da Formação Curuá.

A Formação Barreiras apresenta uma excepcional variedade de tipos litológicos que variam de argilito a conglomerado. As camadas ora exibem estratificações perfeitas, laminadas, ora são maciças.

De uma maneira geral, entretanto, predominam arenitos finos e siltitos, bem estratificados, nas cores vermelho, amarelo, branco e roxo, com camadas de arenito grosseiro e conglomerático, geralmente com estratificação cruzada, intercaladas. Ocorrem também com essas rochas camadas argilosas bauxíticas.

A amostragem realizada na Formação Barreiras pelo projeto RADAM-Brasil revelou arenitos quartzosos, feldspáticos ou não, com cimento limonítico em porção variável. Os grãos clásticos são normalmente angulosos. Em duas amostras foram identificadas uma canga limonítica, com maior ou menor fração de clásticos e óxido de alumínio.

Argilitos duros, compactos levemente micáceos, caulínicos, ocorrem juntamente com argilitos siltosos laminados.

A coloração das rochas é variável, porém os argilitos são cinzento-azulados e no caso dos arenitos e cangas predominam os tons marrom-avermelhados.

Maior ou menor presença de óxidos de alumínio foi constatada, embora, via de regra, nas amostras analisadas, predominem os óxidos de ferro com proporção variável de manganês. Os dados de campo mostram baixo grau de estratificação para o conjunto.

Resumidamente, a Formação Barreiras é composta por: arenitos finos, siltitos e argilitos caulínicos com lentes de conglomerado e arenito grosseiro, pouco consolidados, e até friáveis, em geral maciços ou horizontalmente estratificados, ocasionalmente com estratificação cruzada; vermelho, amarelo e branco.

A Formação Barreiras tem na comunidade científica sua evolução cronológica e genética descritas em diversos estudos e levantamentos geológicos. Alguns estudos, utilizando informações palinológicas, datam o início de sua deposição no Mioceno indo até o Plioceno-

Pleistoceno. Contudo, ainda há muita controvérsia sobre seus processos diagenéticos e de paleoambientes de deposição. Por certeza, tem-se apenas que sua origem se deu em ambiente fluvial e litorâneo, dominados por correntes de maré (Arai *et al.*, 1988; Rossetti & Santos Jr., 2004).

A Formação Barreiras ocorre sobreposta à Formação Curuá, em contato discordante, aproximadamente a 5 km a jusante do local do empreendimento.

É representada, basicamente, por arenitos, siltitos e conglomerados, praticamente recobertos por aluviões recentes da Bacia Amazônica.

Segundo Rossetti (2006) há carência de fósseis na sucessão miocênica siliciclástica em questão, porém mostra-se bastante rica em icnofósseis, que são elementos auxiliares na caracterização paleoambiental.

Assim, os icnofósseis presentes, incluindo-se Thalassinoides, Ophiomorpha, Skolithos, Gyrolithes, Planolites, Diplocraterion, Taenidium, Pylonichnus, Palaeophycus, Teichichnus, Chondrites, Rhizocorallium, Phycosiphon e Cylindrichnus, definem assembléias empobrecidas típicas de ambientes mixoalinos ou marinho-transicionais (Góes *et al.*, 1990; Távora & Silva, 2001; Netto & Rossetti, 2003; Rossetti & Santos Jr., 2004).

Unidades de Mapeamento Geológico, Quantificação Espacial e Mapa de Distribuição

A área de estudo encontra-se em posição central, entre a Formação Barreiras ao sul e a Formação Trombetas ao norte. No total, o grupo Curuá perfaz 36% da área de estudo, sendo que a formação Ererê contribui com 16%, e as formações Barreirinha e Curiri com 10% cada uma (Quadro 8.1-24 e na Figura 8.1-15).

A Formação Alter do Chão perfaz, aproximadamente, 30% da área de estudo, sendo a maior em extensão territorial dentre todas as unidades geológicas da área de estudo. As coberturas detrítico-lateríticas com concreções ferruginosas perfazem apenas 2% e os Depósitos Aluvionares somam 3%.

Estes resultados podem ser observados no Quadro 8.1-24 e na Figura 8.1-15, onde se observa que a Formação Barreiras totaliza aproximadamente 35% da área total deste estudo.

- K2ac - Formação Alter do Chão;

- ENdL- Coberturas detrito-lateríticas com concreções ferruginosas;
- Q2a - Depósitos Aluvionares;
- D3b - Formação Barreirinha;
- D3c - Formação Curiri;
- D2e - Formação Ererê;
- D2 mj - Membro Jatapu;
- S3D1t - Formação Trombetas.

Quadro 8.1-24 - Área e porcentagem de cada unidade de mapeamento geológico

Unidade de Mapeamento	hectares	%
D2e - Formação Ererê	80.919	16
D2 mj - Membro Jatapu	71.951	14
D3b - Formação Barreirinha	51.450	10
D3c - Formação Curiri	49.569	10
ENdL- Coberturas detrito-lateríticas com concreções ferruginosas	11.475	2
K2ac - Formação Alter do Chão	148.367	30
Q2a - Depósitos Aluvionares	15.649	3
S3D1t - Formação Trombetas	67.249	14

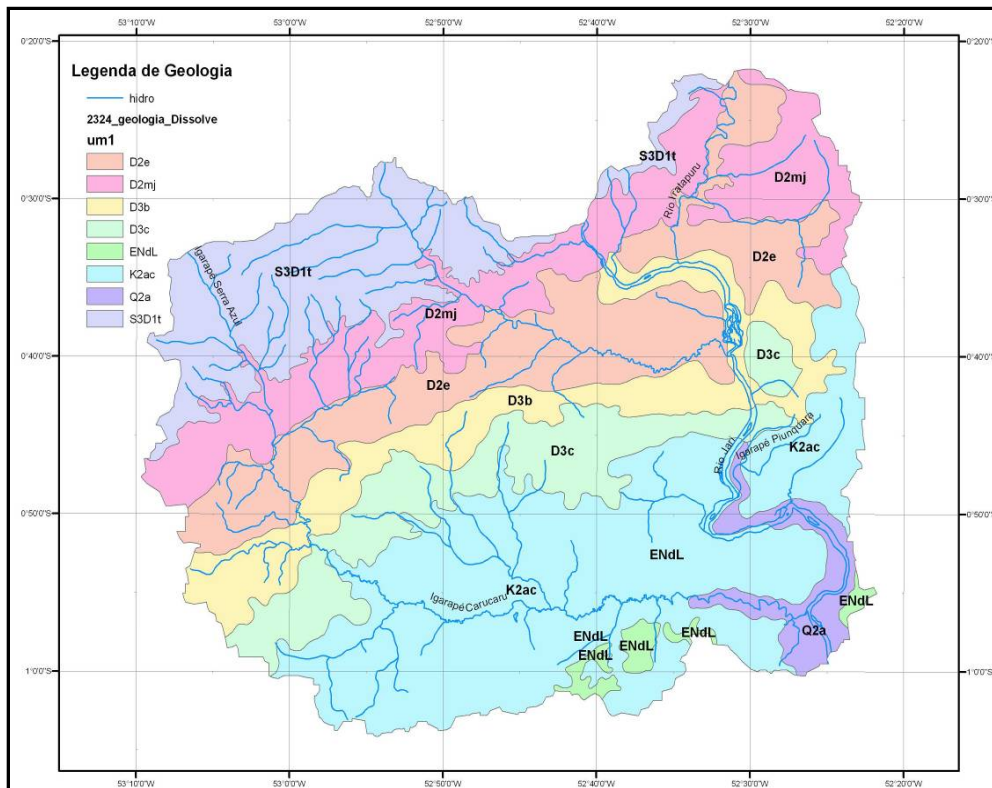


Figura 8.1-15 - Mapa com a distribuição espacial das unidades de mapeamento

Conclusões

A principal ocorrência na área de estudo é do Grupo Curuá, Barreiras, e Trombetas, nesta ordem, perfazendo, respectivamente, 36%, 35% e 28% da área total.

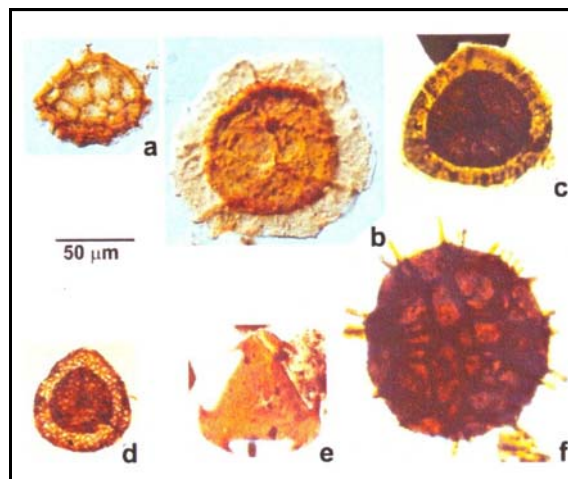
A região, de norte para sul, possui a ocorrência da Formação Trombetas, que por sua vez ao sul faz limite com o Grupo Curuá e, mais ao sul da área, ocorre a Formação Barreiras.

8.1.6 - Potencial Paleontológico

Em relação ao material paleontológico da Bacia do Amazonas, apesar de sua relativa riqueza em microfósseis marinhos em face da escassez de afloramentos, seus estratos de idade Paleozóica são tradicionalmente datados e correlacionados por meio de microfósseis recuperados de subsuperfície, sobretudo palinórfos.

A biostratigrafia paleozóica da bacia foi estabelecida e tem sido constantemente aprimorada com base em três grandes grupos de palinomorfos: (a) miósporos (esporos e grãos de pólen), particularmente úteis a partir do Devoniano; (b) quitinozoários (restritos ao intervalo Ordoviciano-Devoniano); e (c) microfiteoplâncton de parede orgânica (acritarcos, prasinofícias e formas afins), regionalmente mais comum no intervalo Siluriano-Devoniano. Além dos miósporos, certos elementos da microfauna marinha (foraminíferos e conodontes) também apresentam bom potencial para o refinamento bioestratigráfico da seção carbonática Neopaleozóica (Lemos & Medeiros, 1989; Altiner & Savini, 1995).

Na Figura 8.1-16 são apresentados alguns exemplares de espécimes de palinomorfos que caracterizam e diagnosticam algumas biozonas em sedimentos da Bacia do Amazonas.



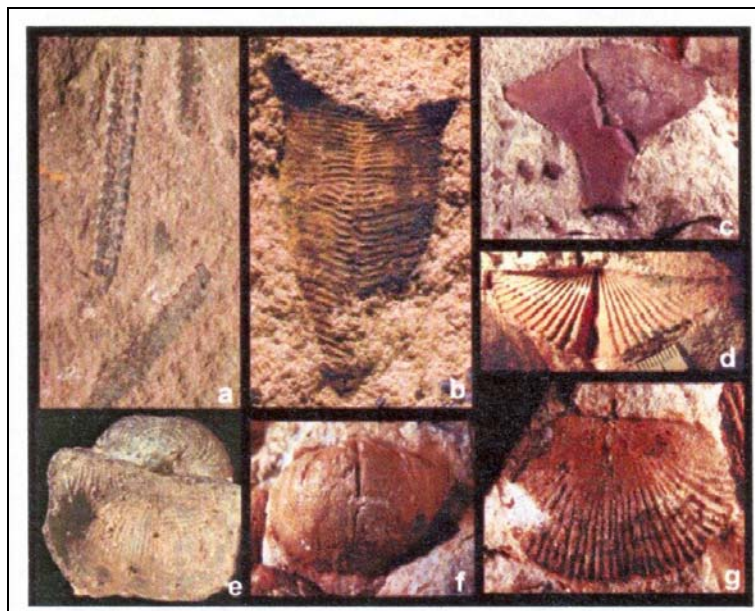
Fonte: Wanderley Filho *et al.*, 2005.

Legenda: Os espécimes palinomórficos que caracterizam biozonas de miósporos do Devoniano Inferior a Superior (a-d) e Carbonífero Inferior (Tournaisiano: e; Viseano Superior: f) na Bacia do Amazonas: a) *Dictyotriletes emsiensis*; b) *Grandispora protea*; c) *Diducites mucronatus*; d) *Retispora lepidophyta*; e) *Waltzispora lanzonii*; f) *Reticulatisporites magnidictyus*.

Figura 8.1-16 - Espécimes de palinomorfos da Bacia do Amazonas.

O conteúdo microfossilífero da Bacia do Amazonas está presente quase que exclusivamente em sua sequência paleozóica. Este conteúdo é constituído principalmente por tafocenoses portadoras de restos de invertebrados que viveram nos mares epicontinentais intermitentes que, a partir do Siluriano, cobriam a região amazônica durante a maior parte do Paleozóico. Fósseis de vertebrados, representados por ictiofósseis, são escassos. Nas unidades litoestratigráficas depositadas em ambientes costeiros e continentais, foram encontrados os restos vegetais e os

icnofósseis, conforme Figura 8.1-17, onde são apresentados alguns espécimes invertebrados fósseis encontrados na Bacia do Amazonas.



Fonte: Wanderley Filho *et al.*, 2005.

Legenda:

a) *Climacograptus innotatus brasiliensis* (Formação Pitinga); b) *Conularia amazonica* (Formação Pitinga); c) *Monstrocrinus securifer* (Formação Maecuru); d) *Mucrospirifer kAtzeri* (Formação Maecuru); e) *Brasilioproductus chandlessi* (Formação Itaituba); f, g) *Montsenetes coralinae* (Formação Maecuru).

Figura 8.1-17 - Espécimes de invertebrados fósseis da Bacia do Amazonas.

8.1.6.1 - Formações Sedimentares e Espécimes Fósseis da Bacia do Amazonas

a) Grupo Trombetas

A assembléia fossilífera deste Grupo é composta por acritarcos, quitinozoários planctônicos, criptósporas, escolocodontes e fragmentos de matéria orgânica, apresentando os seguintes espécimes: *Arthropycus harlani*, *Arthropycus alleghaniensis*, *Anabaia paraia*, *Baltisphaeridium aniae*, *Baltisphaeridium capillatum*, *Baltisphaeridium pilar*, *Baltisphaeridium carinosum*, *Cymbosphaeridium pilar*, *Cymatiosphaera marisae*, *Cymbosphaeridium cf. ravum*, *Dactylofusa maranhensis*, *Domasia trispinosa*, *Deunffia furcata*, *Deunffia monospinosa*, *Deunffia ramusculosa*, *Domasia bispinosa*, *Domasia rochesterensis*, *Domasia limaciforme*, *Domasia canadensis*, *Domasia amphora*, *Dateriocradus*

monterrosae, *Deunffia brevispinosa*, *Dactylofusa striatifera*, *Dactylofusa tenuistriata*, *Dactylofusa cucurbita*, *Eisenackidium ramiformis*, *Gorgonisphaeridium bringewoodense*, *Hélios aranaides*, *Leiofusa kiryanovii*, *Leiofusa filifera*, *Multiplicisphaeridium fisheri*, *Micrhystridium intonsurans*, *Micrhystridium stellatum*, *Multiplicisphaeridium caperoradiola*, *Multiplicisphaeridium saharicum*, *Multiplicisphaeridium scaber*, *Neoveryhachium carminae*, *Neoveryhachium carminae*, *Oppilatala insolita*, *Perforela perforata*, *Polysphaeritae*, *Pelecypodichnus* sp., *Pterospermopsis marysae*, *Salopidium wenlockensis*, *Salopidium granuliferum*, *Tylotopala pyramidalis*, *Tyrannus giganteus*, *Visbysphaera erratica*, *Veryhachium rhomboidium*, *Visbysphaera microspinosa*, *Visbysphaera dilatispinos* e *Veryhachium europaeum* (Hakes, 1985; Pienkowski, 1985; Le Hérissé, 1989; Grahn & Melo, 1990; Fernandes & Borgi, 1996; Grahn, 2005).

b) Grupo Urupadi

Esta formação é subdividida nos membros Jatapu e Lontra, e apresenta espécies fósseis de braquiópodes, bivalves, tentaculídeos, trilobitas, crinóides, gastrópodes e belerofontídeos (Ponciano & Machado, 2007). Dentre estes, os espécimes mais encontrados são: "*Schuchertella*" *agassizi* (Rathbun, 1874), *Ptychopteria eschwegei* (Clarke, 1899), *Monstrocrinus securifer*, *Laudonomphalus regularis*, *Laudonomphalus ornatus*, *Exaesiodyscus acutus*, *Exaesiodyscus aff. minutus*. (Scheffler *et al.*, 2006) e os trilobitas da espécie *Eldredgeia paituna*, conchas de bivalves da espécie *Cucullella triqueta*, além de gastrópodes, crinóides e *Tentaculites* sp. (Melo, 1987).

c) Grupo Curuá

Neste grupo litoestratigráfico são encontrados os espécimes: *Lingula gracana* e *Orbiculoidea lodensis*, além de pequenos exemplares das espécies de bivalves *Paleoneilo sculptilis* e *Cucullella triqueta*, gastrópodes e o nautilóide *Spyroceras meloi* (Petri & Fúlfaro, 1983).

d) Grupo Tapajós

No Grupo Tapajós, os espécimes mais encontrados são: *Brasilioproductus chandelessi* e *Buxtonioides amazonicus*, *Vittatina costabilis*, *Vittatina vittifera*, *Vittatina subsaccata* e *Vittatina saccata*.

e) Grupo Javari

No Grupo Javari, última sequência sedimentar da Bacia do Amazonas são encontrados fósseis vegetais e animais (truncos, folhas, carófitas, ostracodes, escamas, dentes e ossos), icnofósseis *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Gyrolithes*, *Planolites*, *Diplocraterion*,

Taenidium, Psilonichnus, Palaeophycus, Teichichnus, Chondrites, Rhizocorallium, Phycosiphon e Cylindrichnus (Góes *et al.*, 1990; Távora & Silva, 2001; Netto & Rossetti, 2003; Rossetti & Santos Jr., 2004).

8.1.7 - Espeleologia

Em relação às cavidades espeleológicas, na Área de Influência Indireta da UHE Santo Antônio do Jari não foram identificadas formações espeleológicas. Nas fontes consultadas (CECAV, SBE e CODEX) foi identificada apenas uma cavidade espeleológica no município de Mazagão-AP, nas proximidades das Serras do Navio e do Veado, denominada Gruta do Veado, com litologia de xisto betuminoso (UTM: N9944796/E485287).

Da mesma forma, pela litologia existente na AID, conforme levantamentos primários em campo, previstos no Termo de Referência para o Levantamento do Patrimônio Espeleológico - CECAV/ICMBio, não foram localizadas cavidades espeleológicas em uma extensão linear de 2,5 km a partir de ambas as margens do reservatório previsto para a UHE Santo Antônio do Jari.

8.1.8 - Geotecnia

As rochas e coberturas de solo presentes nas Áreas de Influência Direta e Diretamente Afetada da UHE Santo Antônio do Jari apresentam características geotécnicas bastante diferentes entre si.

Na área próxima ao local de construção do dique do reservatório, o diabásio apresenta muitas fraturas e diáclases causadas pela ação do intemperismo químico atuante na região. Em primeira análise, as fraturas com maior abertura são as de localização paralela à calha do rio e nas principais cachoeiras. Devido ao intenso fraturamento da rocha, ocorrem constantes deslocamentos de blocos de diabásio, que vão se acumular, principalmente, na base dos taludes e margens do rio.

Na área que engloba a maior parte do reservatório, incluindo as áreas que serão utilizadas como bota-fora, canteiro e empréstimo de material, ocorrem depósitos sedimentares ao longo de amplos remansos do rio Jari, constituídos por coberturas lateríticas ferruginosas, argila e de areia de aluvião.

Os solos residuais ocorrentes no local são provenientes, essencialmente, da decomposição do diabásio. São predominantemente de granulometria fina a média, constituídos por frações variáveis de areia, silte e argila, às vezes com núcleos mais preservados da rocha ígnea intrusiva. Sondagens executadas na margem esquerda do rio Jari, próximo ao local da ombreira, na área das estruturas de geração da futura UHE, indicam que a espessura desse solo varia de 2 a 8 m.

Os sedimentos Alter do Chão, caracterizados pela presença de areias e argilas inconsolidadas intercaladas, ambas com granulometria fina, representam as áreas com depósitos aluvionares e coluvionares, restritos às áreas marginais do rio, ocorrendo largamente mais a jusante, dadas às características de relevo mais plano e de intensa influência dos remansos de maré do rio Amazonas, como observado às margens do rio Jari na região da Vila Santo Antônio.

Os colúvios das encostas e os depósitos de tálus são constituídos por material argilo-arenoso, também provenientes da decomposição das rochas sotopostas. O solo coluvionar é constituído, essencialmente, por argilas de cores variadas, de elevada plasticidade, normalmente envolvendo fragmentos de diversos tamanhos, em geral, concreções ferruginosas e fragmentos de laterita. Também podem ocorrer colúvios arenosos, sílticos e argilosos, com blocos e fragmentos da rocha alterada, e concreções ferruginosas.

Os aluviões são depósitos constituídos por material areno-argiloso, pouco espessos, que conformam ilhas fluviais, cujas superfícies ficam, em média, cerca de 1 m acima do NA mínimo do rio Jari. Estas ilhas são cobertas e fixadas no leito do rio por vegetação densa. Além das ilhas, os aluviões ocorrem em áreas de planícies de inundação nas margens, principalmente nas áreas de foz dos afluentes como os rios Pacanari e São João.

O empreendimento da UHE Santo Antônio do Jari, localizado na calha do rio Jari, está projetado, tanto seu barramento e casa de força, como o reservatório, em um trecho do rio sobre rochas de natureza ígnea intrusiva, representadas por rochas básicas como diabásio, gabro e toleito.

Macroscopicamente, o diabásio não intemperizado exibe uma coloração escura, com tonalidades esverdeadas e acinzentadas; quando intemperizado apresenta tonalidades esbranquiçadas e castanhas. Trata-se de uma rocha maciça, homogênea, equigranular, com granulação variando de média a fina.

Nos trabalhos de mapeamento geológico desenvolvidos durante a elaboração do projeto básico do aproveitamento hidrelétrico (JESA/LEME Engenharia Ltda., 2000) ficou evidente a ocorrência

de um sistema conjugado de juntas, composto por três famílias de descontinuidades, associados ao *sill* de diabásio. Um sub-horizontal, e os demais subverticais, com direções preferenciais de fraturamento N20°/40°W e a outra de N50°/80°E. As juntas são predominantemente fechadas ou seladas, preenchidas por películas de óxido de manganês ou ferro.

Essas rochas básicas constituem aquíferos fraturados, de produtividade baixa a média, determinada pelo grau de conectividade entre os sistemas de juntas/fraturas e com águas de boa qualidade físico-química, de condutividade baixa a média, dureza baixa e pH próximo da neutralidade. São bastante susceptíveis a contaminações provenientes da superfície, tendo em vista a pouca espessura do regolito, bem como existirem muitas fraturas abertas. Esse aspecto, entretanto, é compensado pela quase ausência de fontes de contaminantes na região do empreendimento e pelo baixo índice de intervenção antrópica no local.

Os sedimentos que se depositaram ao longo do curso do rio, especialmente em seu leito maior e nas várzeas do Jari, constituídas pelos aluviões, pelos coluviões e pelo manto de alteração das rochas básicas de seu substrato compõem um pacote de pequena espessura, que raramente ultrapassa 10 m, com média entre 2 e 3 m. De acordo com os furos de sondagens, a trado manual e perfuratrizes mecânicas, esse pacote de sedimentos mostra como perfil mais comum uma camada superficial de argilas com pequena fração arenosa, de coloração cinza-escura a preta, com abundante matéria orgânica, sobre horizontes descritos como argilitos de coloração muito variada, entre a amarelada, ocre, esverdeadas e avermelhadas. Quanto mais próxima do saprolito ou em seu interior, essas argilas passam a se mostrar mosqueadas, com manchas claras e escuras, disseminadas em toda a sua espessura.

Os níveis d'água subterrâneos são rasos, variando desde 20 cm até 7,40 m de profundidade, na medida em que os furos de sondagem geotécnica e geológica se afastaram do leito do rio.

8.1.8.1 - Estudo da Estabilidade Geotécnica

Histórico dos Trabalhos Desenvolvidos

As primeiras investigações geológico-geotécnicas realizadas na área datam de 1974, quando da realização dos Estudos Preliminares para o Aproveitamento Hidroelétrico da Cachoeira de Santo Antônio (Tams Engenharia, 1974). Na ocasião foram realizadas 66 sondagens, sendo 22 sondagens mistas, 40 sondagens à percussão e 4 poços de inspeção. A amarração dos furos foi feita

utilizando-se os dados topográficos disponíveis na ocasião, com coordenadas locais referentes ao “Datum Jari original”.

Na retomada dos estudos para o Projeto Básico, em 1986, foram reavaliados os dados levantados anteriormente, em particular, 44 das 66 sondagens realizadas em 1974 (ver Des. 6419-DB-G28-002-a1). As demais sondagens não foram utilizadas efetivamente, por se posicionarem a montante do local escolhido para o eixo do barramento do Projeto Básico. Aliado a este fato é importante ressaltar que no período decorrido entre 1974 e 1986 foram complementados dados referentes à topografia local, e que as informações disponíveis na ocasião não permitiram uma exata locação dos furos executados anteriormente.

Face ao arranjo proposto naqueles estudos do Projeto Básico, foi realizada, em 1986, uma nova campanha de investigações de campo (totalizando 158 sondagens), incluindo amostragens e ensaios geotécnicos de laboratório.

Sondagens Manuais

Foram executados 19 poços de inspeção e 99 sondagens a trado para a delimitação e caracterização dos materiais terrosos de fundações, das encostas e/ou taludes das futuras escavações e áreas de empréstimo. Para a caracterização dos materiais utilizou-se tanto a observação direta como análises de laboratório de amostras deformadas e indeformadas, representativas dos materiais de interesse.

Sondagens Mecânicas

Foram realizadas 3 sondagens rotativas, 25 mistas e 12 a percussão, visando a caracterização e obtenção de amostras representativas do maciço rochoso e diferentes tipos de solos ocorrentes nos locais da obra.

Ensaio de resistência à penetração (SPT) e perda d’água sob pressão foram realizados sistematicamente, permitindo a avaliação da resistência e permeabilidade dos maciços terrosos e da condutividade hidráulica dos maciços rochosos.

Amostragens e Ensaios Geotécnicos de Laboratório

Visando a obtenção de parâmetros geotécnicos necessários ao dimensionamento básico dos aterros e taludes de escavação, foram coletadas amostras representativas, deformadas e indeformadas das áreas de empréstimo e da região das escavações para as estruturas de geração.

Os ensaios visaram basicamente:

- caracterização e classificação dos materiais;
- avaliação de coeficientes de permeabilidade dos materiais;
- avaliação de parâmetros de resistência ao cisalhamento dos materiais.

Em 1992, com a evolução dos estudos e consequentes modificações e/ou adequações propostas para as obras de engenharia da UHE Santo Antônio do Jari, foi realizada uma campanha adicional de investigações de campo (Des. 6419-DB-G28-002-a1 no Anexo 2) visando a complementação e ampliação das informações geológico-geotécnicas. Foram executadas 14 sondagens, assim distribuídas:

- duas sondagens rotativas no novo eixo do vertedouro;
- uma sondagem rotativa e três poços de inspeção na área das estruturas de geração;
- quatro sondagens à percussão na área do acampamento;
- uma sondagem rotativa e 3 poços de inspeção na provável região de implantação do atracadouro.

As sondagens rotativas no local proposto para o novo eixo do vertedouro, além de recomendáveis, face à relocação do caminhamento da estrutura, visaram, também, uma melhor caracterização estrutural do maciço, uma vez que os lineamentos morfoestruturais existentes no local foram relacionados a prováveis falhas geológicas em estudos anteriores (Projeto Radam, 1974 - Aproveitamento Hidroelétrico da Cachoeira de Santo Antônio, 1974).

O novo arranjo das estruturas de geração, com revisão de seus posicionamentos para a consolidação do Projeto Básico e que foi apresentado na atualização do Projeto Básico (Leme

Engenharia, 2000), foi determinante para a execução de uma sondagem rotativa profunda adicional (até a cota - 21,50 m, “Datum Jari Revisado”). Os dados disponíveis até então, obtidos a partir das sondagens executadas em campanhas anteriores, não ultrapassavam a cota -11,02 m (“Datum Jari Revisado”).

As demais investigações foram dirigidas aos locais não contemplados nos estudos anteriores.

Investigações Complementares para a Revisão do Projeto Básico de 2007

Visando complementar as informações disponíveis para a revisão do projeto básico de 2007, uma nova campanha de investigações de campo foi realizada de forma a subsidiar a elaboração do mesmo e confirmar as interpretações já realizadas nas investigações e visitas de campo realizadas ao longo do tempo.

Conforme termo de referência emitido pela projetista, foram executadas 06 (seis) sondagens mistas (SM) e 09 sondagens rotativas (SR) para se avaliar as condições do leito do rio em subsuperfície, bem como para interceptar eventuais juntas subverticais. Sete (7) sondagens rotativas foram realizadas com inclinação de 10° no sentido indicado no desenho 6419-DB-028-001-a1 no Anexo 2 e no Quadro 8.1-25.

Com relação aos ensaios, foram executados:

- SPT a cada metro em solo, visando à análise da resistência das camadas;
- infiltração em solo com intervalo variando de 1,00 m a 2,00 m com o objetivo de definir a permeabilidade das camadas de solo;
- perda d’água (EPA) em rocha, a cada 3 m, visando definir a condutividade hidráulica do maciço de fundação.

Um resumo das investigações executadas, com os quantitativos e a localização (coordenadas/cotas) estão no Quadro 8.1-25, e indicadas no desenho nº 6419-DB-028-004 do Projeto Básico no Anexo 2.

Quadro 8.1-25 - Resumo das investigações geológico-geotécnicas complementares

Local	Furo	Coordenadas (UTM)		Inclin. (°)	Solo (m)	SPT (un)	Inf. (un)	Rocha (m)	EPA (un)
		N	E						
ME	SM-601	9.929.073,77	332.463,13	-	5,24	5	3	9,81	3
ME	SM-602	9.929.043,26	332.361,13	-	1,29	1	-	9,74	3
Leito	SR-603	9.929.001,96	332.201,71	10° para W	1,37	-	-	16,00	6
Leito	SR-604	9.928.984,16	331.914,06	10° para SE	1,50	-	-	20,02	6
Leito	SR-605	9.928.725,07	331.841,60	10° para S	1,00	-	-	20,20	6
Leito	SR-606	9.928.504,32	331.564,56	10° para NW	1,00	-	-	20,11	6
Leito	SR-607	9.928.437,70	331.177,48	10° para E	0,70	-	-	60,50	20
Leito	SR-608	9.928.355,97	330.675,84	-	1,98	-	1	20,29	6
Leito	SM-609	9.928.103,64	330.629,64	-	4,65	4	2	19,16	6
Leito	SR-610	9.927.997,50	330.570,81	10° para N	0,50	-	-	34,76	11
Leito	SR-611	9.927.917,61	330.485,80	10° para E	-	-	-	35,10	12
MD/Ilha	SR-612	9.928.060,14	330.187,54	-	-	-	-	16,50	5
MD	SM-613	9.928.221,59	329.971,89	-	4,06	4	2	10,16	3
ME	SR-614	9.929.189,16	332.429,03	-	8,50	8	4	6,08	2
MD	SM-615	9.928.222,04	329.921,31	-	6,00	3	2	6,17	2
TOTAL					37,79	25	14	304,6	97

Legenda:

MD = margem direita

ME = margem esquerda

SM = sondagem mista

SR = sondagem rotativa

Inf. = ensaio de infiltração (em solo a cada 2 m)

EPA = ensaios de perda d'água sob pressão (em rocha em trechos de 3 m)

Inclin. = inclinação do furo com a vertical

Características Geológico-Geotécnicas do Local do Aproveitamento

A seguir estaremos apresentando as características Geológico-Geotécnicas para cada uma das principais estruturas da UHE Santo Antônio do Jari conforme apresentada de forma geral no desenho DB-G28-004-a1 e detalhadas nas seções apresentadas nos desenhos DB-G28-005 e DB-G28-006.

Barragem de Terra da Margem Direita

Na área da ombreira ocorre camada aluvionar sobrepondo o maciço rochoso de diabásio junto à margem do rio, e à medida que se direciona para o topo da encosta, ocorre solo coluvionar sobre residual de diabásio, seguido de rocha.

O horizonte coluvionar é constituído por areia fina a grossa, siltosa, ferruginosa de coloração variegada (cinza, amarela, vermelha e marrom), com espessura variando de 3,40 m no pé da encosta para 5,50 m mais no alto da ombreira.

Quanto à resistência deste material ao ensaio SPT, varia de 13 a 40 golpes.

A permeabilidade do horizonte coluvionar, obtida em diversos ensaios de infiltração, varia de $1,15 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$ a 10^{-7} cm/s .

O horizonte de solo residual é espessura reduzida, da ordem de 0,60 m, sendo este material identificado na sondagem SM-613.

Granulometricamente classificando, este material é constituído por silte argiloso de consistência dura, coloração amarelada, podendo ou não ocorrer porções de concreções ferruginosas e blocos de diabásio.

No leito do rio ocorre delgada camada de aluvião descontínua, com muitos blocos de rocha (diâmetro estimado em até 2 m), assentados sobre o maciço são de diabásio.

A delgada camada aluvionar apresenta espessura variando de 0,50 m a 1,20 m e é constituída de areia fina a grossa, siltosa de coloração cinza clara a escura.

Após a remoção de solos coluvionares e aluvionares o aterro compactado da barragem será assentado num maciço são de diabásio.

Na porção mais superficial do maciço rochoso poderão ocorrer trechos mais fraturados e fragmentados semelhantes àqueles encontrados nos paredões das cachoeiras localizadas a jusante do local previsto para o barramento, embora as sondagens rotativas inclinadas, executadas no local, não identificaram tal ocorrência.

Canal de Adução, Tomada d'Água e Casa de Força

A área prevista para a implantação das Estruturas Hidráulicas do Canal de Adução, Tomada d'Água e Casa de Força incluindo o Muro de Ligação com a barragem da margem direita, de acordo com inspeções de campo na região, bem como das sondagens rotativas SR-610 e SR-611 executadas no local, é constituída predominantemente de rocha com cobertura de camada aluvionar restrito e blocos de rocha.

A sondagem SR-610, executada no lado esquerdo hidráulico do canal de adução, identificou 0,50 m de solo aluvionar constituído por areia fina a media, cor cinza com presença de raiz. A

sondagem SR-611, executada do lado direito do canal, interceptou um bloco de diabásio são com 0,40 m de espessura e passando a perfurar o maciço rochoso.

O maciço rochoso destas estruturas é constituído por diabásio são a pouco decomposto, coloração cinza escura, textura fina a média e pouco fraturado.

As fraturas se apresentam predominantemente verticais a subverticais e normalmente encontram-se seladas e/ou preenchidas por material carbonático.

Grande parte destas fraturas foi aberta durante os serviços de perfuração, conforme mencionados nos perfis das sondagens. Cuidados especiais deverão ser tomados quando das detonações para as escavações obrigatórias, de modo a preservar o máximo o maciço e evitando o relaxamento da rocha.

A condutividade hidráulica do maciço rochoso, obtida nos ensaios de perda d'água, conduzidos nas diversas sondagens ao longo do eixo das estruturas hidráulicas é muito baixa. A maioria dos ensaios obteve permeabilidade nula.

Plataforma do Aterro Compactado da Subestação

Na área prevista para o aterro da plataforma da subestação e fechamento da barragem junto ao Vertedouro (lado direito) observa-se algumas pequenas ilhas. Este local constitui-se de blocos de rocha e aluvião, conforme inspeção de campo, bem como pelas sondagens executadas na região.

A sondagem SM-609, executada no trecho médio da plataforma, entre as duas ilhas existentes, interceptou uma camada de solo aluvionar de 4,65 m de espessura. O aluvião existente é constituído de silte-argilo arenoso de coloração variando de amarela a vermelho escura com presença de material vegetal e quartzo.

A resistência deste material ao ensaio SPT, varia de 16 a 22 golpes, conforme o perfil geológico da sondagem SM-609.

Na região da ilha, no fechamento da plataforma com a barragem de fechamento do Vertedouro, lado direito hidráulico, ocorre solo coluvionar com espessura medida na sondagem SR-608, de 1,98 m. É constituído de argila siltosa com presença de raízes.

A rocha de fundação do aterro da plataforma da Subestação é semelhante a aquela descrita para o maciço de fundação da Tomada d'Água e Casa de Força, ou seja, rocha maciça, pouco fraturada e com condutividade hidráulica nula, conforme resultados obtidos nos ensaios de perda d'água conduzidos nos furos SR-608 e SM-609.

Estruturas de Desvio da Margem Direita e Margem Esquerda

As estruturas de desvio da margem direita e da margem esquerda terão suas fundações em rocha que, superficialmente, através de observações de campo, apresenta-se fraturada. Pela seção geológico-geotécnica A-A do desenho DB-G28-005, Folha 02/03, a rocha de fundação apresenta-se maciça, pouco fraturada, sendo as fraturas seladas e/ou preenchidas com material carbonático.

Na parte mais superficial do maciço rochoso poderão ocorrer porções mais fraturadas que possivelmente não foram identificadas nas sondagens.

Recobrendo o maciço rochoso de fundação ocorre uma delgada camada de solo aluvionar com espessura entre 0,50 m e 1,0 m de material arenoso e blocos de rocha.

Barragem Vertente

Na área da barragem vertente, com laje de concreto a jusante, ocorre um emaranhado de ilhas, cortadas por canais secundários. Predominantemente ocorrem afloramentos de rocha e, principalmente nos canais secundários e suas margens, ocorrem depósitos aluvionares. De forma generalizada, observa-se a ocorrência de blocos de rocha, principalmente nos canais principais.

A fundação da estrutura vertente será em rocha sã, após a remoção de material aluvionar com blocos de rocha e possíveis zonas mais superficiais do maciço rochoso que se encontrarem muito relaxado e fraturado.

Uma delgada camada aluvionar recobre a rocha de fundação e é constituída de areia fina siltosa com presença de laterita. Porções de areia grossa a média e pouco micácea também poderão ocorrer no horizonte aluvionar.

O maciço rochoso de fundação, conforme as sondagens executadas no local, são pouco fraturado e muito consistente. A condutividade hidráulica da rocha é muito baixa a nula, conforme os resultados dos ensaios de perda d'água conduzidos nos furos das sondagens.

Na parte mais superficial do maciço rochoso poderão ocorrer zonas e trechos mais relaxados que possivelmente não foram interceptados pelas sondagens rotativas inclinadas.

Barragem de Terra da Margem Esquerda

A área da barragem de terra da margem esquerda apresenta afloramentos de rocha no leito intermitente do rio. Esta rocha é fraturada com depósito de muitos blocos. À medida que se direciona para a margem do rio ocorre delgada camada aluvionar sobre rocha e que pode conter muitos blocos na base.

No pé da encosta, sotoposto ao solo aluvionar, ocorrem solos coluvionares/residuais de diabásio. A espessura destes solos varia de poucos metros junto à margem do rio, para 6,0 m mais no alto da ombreira, conforme mostrado na Seção Geológico-Geotécnica A-A do desenho DB-G28-005-Folha 02/03 do Projeto Básico.

Granulometricamente classificando, estes solos são constituídos por argila-silto arenosa, passando para silte arenoso na base.

A permeabilidade destes materiais obtida em diversos ensaios de infiltração é muito baixa a nula.

O maciço rochoso de fundação constitui-se de diabásio pouco fraturado e com condutividade hidráulica muito baixa a nula.

Conclusão

Ante ao acima exposto conclui-se pela boa condição geológica do maciço caracterizado como diabásio são, pouco fraturado, muito consistente, com fraturas seladas e condutividade hidráulica muito baixa, apresentando a estabilidade necessária para implantação das obras e segurança do empreendimento.

8.1.9 - Sedimentologia

Conforme já mencionado (Vide Item 8.1.4.1), não existem estações de coleta de dados sedimentológicos na área de implantação da UHE Santo Antônio do Jari.

Desta forma, os estudos relacionados aos sedimentos carreados pelo rio Jari foram realizados pela JESA/LEME Engenharia Ltda., em março de 2000, cujos resultados são apresentados no item de Qualidade da Água (Vide Item 8.2.2.1).

A localização geográfica do empreendimento da UHE Santo Antônio do Jari é assentada principalmente sobre rochas cristalinas do embasamento Arqueano-Proterozóico do Escudo das Guianas, cuja litologia está representada pelas rochas do Complexo Guianense.

O complexo Guianense, conforme já exposto (Vide Item 8.1.5.1) apresenta rochas ortoderivadas, tais como granulitos, gnaisses, anfibolitos, migmatitos, granitos, dioritos, granodioritos e gabros, além de rochas ultrabásicas. Estes litotipos quando intemperizados geram sedimentos de granulometria bastante fina (fração silte e areia muito fina) e de fácil decomposição intempérica.

A diminuta quantidade de sedimentos carreados pelo rio Jari, explicada pela litologia do local de sua área-fonte, formam camadas de agradação não muito espessas, como exposto pelas sondagens realizadas pela empresa Geofort Fundações Ltda. (2008).

Dadas às características de vazão da calha do rio Jari, atreladas ao regime pluviométrico atuante na região (Vide Item 8.1.3) e à carga sedimentar pequena produzida nas cabeceiras da bacia hidrográfica, em áreas do embasamento cristalino do Escudo das Guianas, o aporte de sedimentos carreados para o local projetado para o reservatório da UHE Santo Antônio do Jari é bastante pequeno.

Desta forma, conclui-se que o assoreamento na calha do rio Jari a montante do barramento da usina será bastante pequeno, conforme já exposto anteriormente em diversos itens que compõem este estudo ambiental.

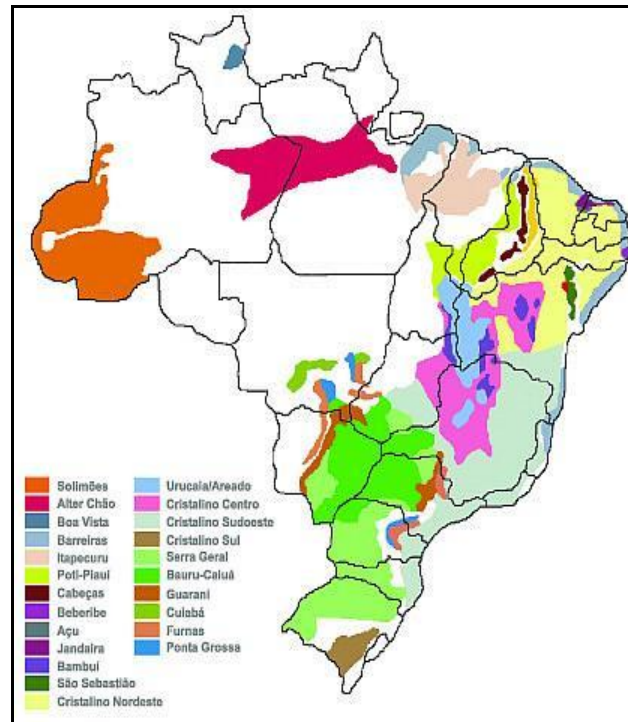
A ANA disponibiliza dados brutos oficiais de campanhas periódicas de medição de descarga sólida em suspensão, totalizando cerca de 70 medições ao longo de 30 anos. As características do reservatório apresentam tempos de residência bastante reduzidos, enquanto que a vida útil do

reservatório foi calculada como superior a 1.000 anos. Entende-se que para avaliar a viabilidade do empreendimento, a inserção de novos dados de campo é irrelevante, uma vez que o volume de dados adicionais seriam insuficientes, no universo estatístico disponível, para modificar a análise dos dados apresentados pela ANA. Desta forma, apresenta-se um somatório de condições que revelam a baixa produção de sedimento no rio Jari, relativas ao seu embasamento geológico, à cobertura vegetal dos solos na bacia e à série amostral de sedimentologia da ANA de mais de 30 anos, usadas na estimativa de vida útil do reseratório. Esta estimativa, superior a 1.000 anos, demonstra, portanto, que a sedimentação no rio Jari é, no trecho em questão, bastante incipiente.

8.1.10 - Hidrogeologia

O Aquífero Alter do Chão estende-se sob os estados do Amazonas, Pará e Amapá, tendo por grande contribuinte de recarga a Região Hidrográfica do Amazonas, como pode ser observado na Figura 8.1-17. Trata-se de corpo d'água subterrâneo com formação de idade cretácea (145 Ma.), tendo por características ser livre e poroso, já que é um aquífero granular.

A ocorrência de rochas fraturadas do Embasamento Cristalino Complexo Guianense, em zonas de profundidade intermediária, pode formar aquíferos fissurais de alta produtividade, com ocorrência de cacimbas, poços tipo amazonas e tubulares (perfuração mecânica), captando água em fissuras de rocha.



Fonte: ABAS, <http://www.abas.org/educacao.php#ind24>, em 19 de Maio de 2008.

Figura 8.1-18 - Representação Esquemática dos Principais Aquíferos do Brasil

Encontra-se sotoposto à Formação Solimões, que se caracteriza pela presença de arenitos e argilitos inconsolidados intercalados, com granulometria semelhante (Figura 8.1-19).

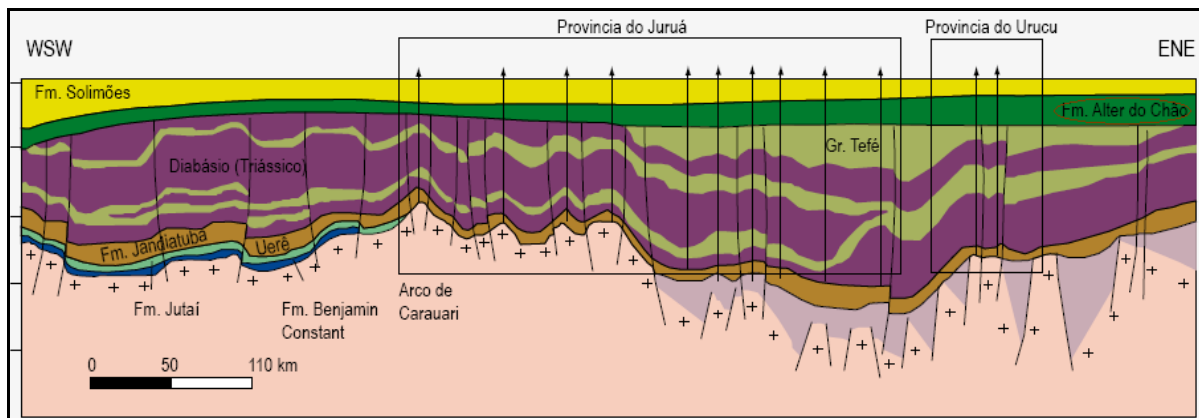


Figura 8.1-19 - Perfil Geológico da Bacia Sedimentar Amazônica (ANA, 2007)

Pode alcançar 312.574 km² de área de recarga, com disponibilidade hídrica de 249,5 m³/s e espessura máxima de 1.250 m (Quadro 8.1-26).

O aquífero atinge em média 133 m de profundidade e 53,8 m³/h de vazão. Por capacidade específica atinge o valor de 1893 m³/h/m. Tem como parâmetros hidrodinâmicos médios: 7,0.10⁻⁵ m²/s de transmissividade, 1,4.10⁻⁵ m/s de condutividade hidráulica e 3,5.10⁻² de coeficiente de armazenamento (Costa, 1994 *in* Disponibilidade e demandas de recursos hídricos no Brasil - ANA, 2007). A temperatura da água mantém-se entre 27 °C e 29 °C, sendo levemente redutora (Eh entre 93 mV e 256 mV) e ácida (pH entre 2,6 e 5,9) (Silva, 1999, 2001 e Cunha & Rocha Neto, 2001).

Quadro 8.1-26 - Disponibilidade de Água Subterrânea no Aquífero Alter do Chão

Sistema Aquífero	Tipo	Região Hidrográfica	Área de Recarga (km ²)	Precipitação Média (mm/ano)	Reserva	
					Renovável	Explotável
Alter do Chão	Poroso e livre	Amazônica	312.574	2.098	1247,5	249,5

Fonte: Disponibilidade e Demanda de Recursos Hídricos no Brasil (modificado - ANA, 2007).

A qualidade da água varia entre potássica e sódica, pouco mineralizada, com condutividade elétrica entre 11,10 iS/cm e 87,9 iS/cm, significativa correlação entre esse parâmetro e Mg²⁺, Ca²⁺, HCO₃, K. O cloro é o ânion principal, com até 3 mg/L⁻¹, mas localmente pode predominar o bicarbonato. Amônia e nitrato são baixos (0,04 mg L⁻¹ e 0,17 mg L⁻¹), assim como o ferro (Fe³⁺) e o ferro ferroso (Fe²⁺) com teores variando de 0,005 mg L⁻¹ a 0,441 mg L⁻¹ e o ferro total entre 0,005 mg L⁻¹ e 0,959 mg L⁻¹ (Silva, 1999 *in* Horbe, 2006). Há percolação de arenitos e caulíníticos e conglomerados de quartzo (silício e alumínio), aumentando a acidez das águas do aquífero (HORBE, 2006).

Quadro 8.1-27 - Distribuição de Área de Recarga do Aquífero Alter do Chão

Bacia	Sistema Aquífero	Área de Recarga em relação à Bacia (%)
Amazônica	Solimões	11,8
	<i>Alter do Chão</i>	7,5
	Parecis	2,1
	Boa Vista	0,4
	Barreiras	0,3

Fonte: Modificado de ANA, 2007.

No aquífero Alter do Chão foram designados dois sistemas de porosidade diferentes:

- conjunto de criptovazios ($< 0,1 \mu\text{m}$) que asseguram a retenção e a circulação muito lenta da água, conservação da caulinita e dos cátions;
- rede de mesovazios (35 a $75 \mu\text{m}$) comunicantes, devido à atividade biológica, responsáveis pela drenagem rápida no sistema e sedes de uma desionização e dessilicificação intensa.

Dessa forma e considerando o caráter apenas local, podem ser identificadas duas unidades aquíferas: uma de natureza granular, constituída por sedimentos aluvionares, coluvionares e no manto de alteração (regolito) das rochas básicas; e um aquífero fraturado, em rochas do substrato, predominantemente diabásios, e, secundariamente, gabros e toleítos.

Na área que engloba a maior parte do reservatório ocorrem depósitos sedimentares ao longo de amplos remansos do rio Jari, configurando o aquífero granular poroso. Por sua vez, os solos residuais (aluvionares e coluvionares) ocorrentes no local são provenientes, essencialmente, da decomposição do diabásio. São predominantemente de granulometria fina a média, constituídos por frações variáveis de areia, silte e argila, às vezes com núcleos mais preservados da rocha e predominância de pacotes de material areno-argiloso. O principal fator de recarga de água livre do sistema seria a percolação entre-grãos derivada da precipitação pluvial e consequentes inundações por extravasamento do leito do rio (planícies de inundação), passando da zona aerada para a saturada lentamente, mantendo-se sob pressão a pouca profundidade.

O aquífero fraturado ocorre entre fraturas verticais a subverticais do diabásio. As fraturas mais abertas são longitudinais ao leito do rio. As fraturas colunares favorecem os deslocamentos de blocos do diabásio, que se acumulam nos colúvios na base dos taludes. Essas rochas básicas constituem aquíferos fraturados, de produtividade baixa a média, determinada pelo grau de conectividade entre os sistemas de juntas/fraturas e com águas de boa qualidade físico-química, de condutividade baixa a média, dureza baixa e pH próximo da neutralidade. São bastante susceptíveis a contaminações provenientes da superfície, tendo em vista a pouca espessura do regolito, bem como existirem muitas fraturas abertas. Esse aspecto, entretanto, é compensado pela quase ausência de fontes de contaminantes na região do empreendimento e pelo baixo índice de intervenção antrópica no local.

Essas rochas apresentam permeabilidade secundária determinada por sistema de fraturas e juntas subverticais, o que lhes confere potencial de produção de água subterrânea variável, em

conformidade com as interconexões dessas discontinuidades. Como se trata de uma sequência rochosa localizada em região de alta pluviosidade (precipitações médias anuais em torno de 2.000 mm), esse aquífero pode apresentar poços com boa vazão específica.

Contaminação

As formas usuais de contaminação das águas subterrâneas do aquífero Alter do Chão são:

- deposição de resíduos sólidos na superfície;
- lançamentos de esgotos;
- atividades agrícolas;
- cemitérios;
- uso desenfreado da água por exploração em poços (exaustão do recurso).

Algumas áreas de recarga do Alter do Chão são vulneráveis à poluição, pois, em suas áreas de recarga direta e indireta existem loteamentos com esgotamento de efluentes e despejo de resíduos feitos de modo precário, postos de gasolina sem a devida fiscalização das atividades e toda a área sem controle hidrogeológico (caracterização hidrogeológica da área, poços de observação para água subterrânea, medidas para proteção em caso de alerta etc.). A Jari Celulose, que é o maior empreendimento potencialmente poluidor do local, possui uma Estação de Tratamento de Esgoto (ETE) e controla o despejo de seu resíduo sólido através de um programa, não apresentando risco de contaminação do manancial subterrâneo.

Não havia poços artificiais cadastrados junto ao CPRM na AID até o dia 15 de maio de 2008.

Variações do Nível do Lençol Freático

Devido ao pequeno volume e extensão do reservatório e considerada a vazão média do rio Jari, a UHE Santo Antônio do Jari pode ser considerada como um empreendimento a fio d'água. Essa condição é reforçada pelo fato de que durante a operação, o nível do reservatório ficará restrito à faixa entre a El: 30,0 (NA mínimo operacional) e El: 31,9 (NA para a cheia com TR: 10.000 anos). É importante frisar que a elevação máxima - NA maximum maximorum -, foi estabelecida

para um tempo de recorrência decamilenar, vale dizer, só em casos excepcionais o reservatório operará sob essas condições.

Assim, a regra de operação do reservatório mostra que as oscilações do nível do reservatório serão de muito pequena monta, menor que dois metros.

Por sua vez, a morfologia do vale do rio Jari, em “U” e com amplo fundo plano parcialmente recoberto por sedimentos aluvionares e regolito, considerada a pequena variação de nível das águas acumuladas pelo futuro reservatório, imporá um natural confinamento das águas à própria calha atual do rio (vide perfil N-N’).

De fato, em nenhum momento da operação prevista para a UHE Santo Antônio do Jari se observará variações de monta no NA, que não as que já ocorrem no regime de fluxo natural do rio. Apenas uma discreta elevação do NA, da ordem de um metro, será imposta de forma quase permanente.

Não haverá, portanto, alteração significativa nos períodos do ano hidrológico em que o rio é afluente ou defluente em relação aos aquíferos marginais ao lago.

Mesmo que essas variações de NA fossem rápidas e de ciclo de tempo de ocorrência reduzido, as velocidades de fluxo para os aquíferos e, principalmente, os de retorno da água para o rio, no período de vazão mais reduzida do Jari, as velocidades de fluxos subterrâneos seriam atenuadas pelo baixo gradiente entre os terrenos marginais e as águas do lago. Além desse aspecto, os sedimentos depositados no fundo do vale são descontínuos, de pequena espessura e com NA a pequena profundidade, conferindo uma saturação quase completa.

Essas características apontam para baixa capacidade residual de acumulação de água, resultando em impactos reduzidos nas estruturas sedimentares mencionadas e em impactos nulos nas rochas sãs que estão logo abaixo dos sedimentos ou aflorantes em toda a extensão da planície do fundo do vale.

Conclui-se, dessa forma, que as variações no nível d’água introduzidas pelo barramento do rio Jari não produzirão alterações significativas na dinâmica e na estabilidade dos sedimentos marginais ao futuro reservatório, decorrentes do solapamento da base de taludes ou pela mobilização dos sedimentos, além daquelas que hoje são observadas no rio em seu estado natural.

8.1.11 - Sismicidade

O Embasamento Cristalino que sustenta as bacias paleozóicas da região Amazônica é entendido conforme dois modelos geotectônicos: a Compartimentação Geotectônica do Brasil em Blocos Crustais (Figura 8.1-20) de Hasui (1984); e as Províncias Geocronológicas ou Províncias Tectônicas do Cráton Amazônico (Figura 8.1-21), Cordani (1984) e Tassinari (2000).

O modelo de Compartimentação Geotectônica do Brasil mostra que a região Amazônica está constituída por blocos crustais. Os blocos, também designados de paleoplacas, são formados internamente por terrenos *granito-greenstone* limitados por cinturões de cavalgamentos e transcorrências decorrentes de processos colisionais (Costa & Hasui, 1997). Ao longo das descontinuidades preexistentes do embasamento houve reativação que possibilitou uma série de processos durante a história evolutiva do Cráton Amazônico, inclusive com a instalação das bacias paleozóicas e influenciando no quadro tectônico atual.

Nesse contexto, a área de estudo está compartimentada nos blocos Baixo Amazonas (11) e Jari (6) (Figura 8.1-20).

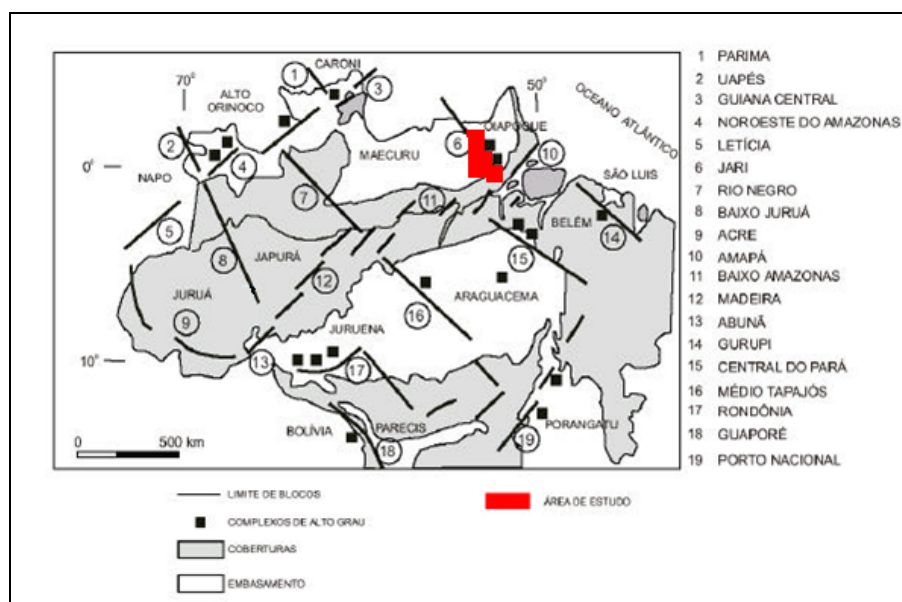


Figura 8.1-20 - Modelo de Blocos Crustais de Hasui (1984)

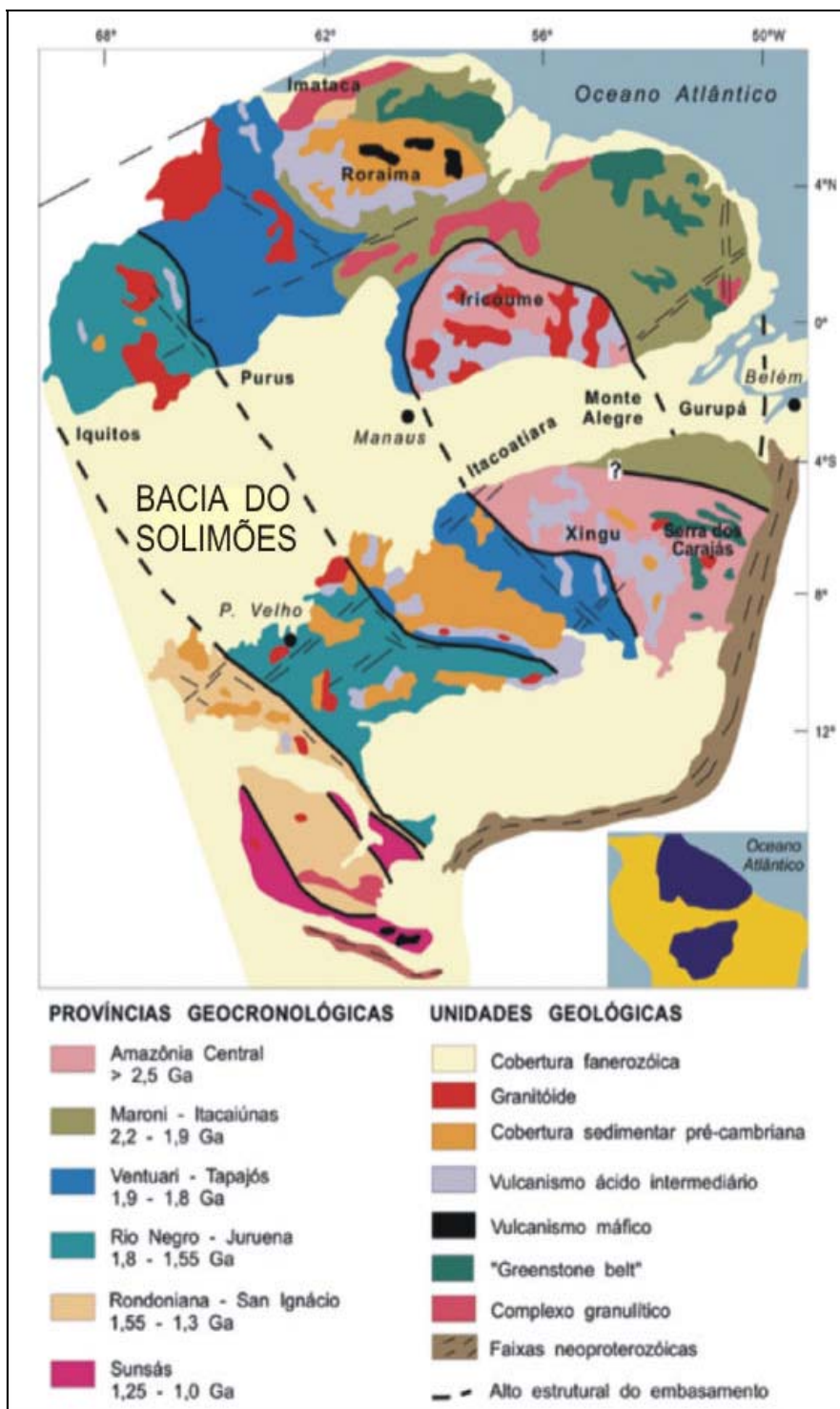
As Províncias Geocronológicas ou Províncias Tectônicas do Cráton Amazônico (Figura 8.1-21) sobre o qual a Bacia de Solimões se implantou são constituídas por faixas móveis proterozóicas,

sendo a Província Rio Negro-Jurema e o Cinturão Rondoniano, acrescido a um núcleo Arqueano, denominada Província Amazônica Central (Thomaz Filho, 1984, segundo Silva, 2005). Além dessas rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas, destacam-se rochas metassedimentares do grupo Purus, depositadas em bacias riftes proterozóicas. Nos estratos fanerozóicos encontram-se registros dos eventos tectônicos que atuaram nas placas gonduânicas (Paleozóico) e Sul-Americana (pós-paleozóico), como reflexo intraplaca de interações ocorridas em suas bordas. Esses fenômenos encontram-se presentes nas formas de dobras, falhas, arcos, epirogenia e depressões deposicionais, que contribuíram para a formação e acumulação de óleo, gás e condensado, atualmente conhecidos.

Os processos de abertura do Oceano Atlântico e subducção na porção Andina promoveram nessa região uma reativação tectônica de caráter cisalhante denominada por Campos & Teixeira (1988) de Diastrofismo Juruá. O alívio proveniente desse esforço compressivo resultou na deposição da Sequência Cretáceo-Terciária porção ocidental da Amazônia. Essa sequência é representada pelo Grupo Javari (proposto por Eiras *et al.*, 1994), que é constituído pela Formação Alter do Chão (sedimentos neocretáceos) e pela Formação Solimões (sedimentos cenozóicos) da Bacia do Solimões.

Conforme Caputo (1985), o esforço compressivo que afetou somente a Formação Alter do Chão aponta para um regime compressivo oriundo do setor noroeste. Falhas inversas, dobras e estruturas transpressivas e transtensivas são amplamente reconhecidas nos perfis sísmicos das bacias do Solimões e Amazonas, como um fenômeno restrito ao Mesozóico; enquanto na Bacia do Solimões tais feições afetam as camadas do Paleozóico e as rochas intrusivas, na Bacia do Amazonas estas deformam a unidade do Cretáceo. Na região da Bacia do Solimões esta deformação, denominada de Diastrofismo Juruá, é relacionada ao evento transpressional decorrente da colisão oblíqua entre a Placa Sul-Americana e a Placa de Nazca, que se iniciou no final do Jurássico.

Silva (2005) descreve mais detalhadamente em sua tese de doutorado falhas inversas aparentemente restritas à unidade do Cretáceo e que apresentam altitude próxima a NNE-SSW, porém com ângulo de mergulho tanto elevado como suaves. As falhas inversas, que cortam todo o pacote, variam de N-S/70°E, N12°E/57°SE e N08°E/34°SE. Algumas feições como leques imbricados compressivos (duplex) são encontrados na Formação Alter do chão (Cretáceo) (Figura 8.1-21).



Fonte: Tassinari & Macambira, 1999.

Figura 8.1-21 - Arcabouço Estrutural da Bacia do Solimões - Cráton Amazônico

8.1.11.1 - Sismicidade Induzida

A SDR (Sismicidade Induzida ou Desencadeada por Reservatório) pode estar condicionada a diversos fatores como:

- tamanho e peso do reservatório;
- esforços tectônicos preexistentes;
- condições geológicas e hidromecânicas específicas da área;
- interação construtiva entre a orientação dos esforços sismotectônicos;
- dinâmica da variação do nível d'água do lago e a carga suplementar causada pelo reservatório.

Devido à baixa densidade populacional e pequena quantidade de estações sismográficas na região da Amazônia, há imprecisão na medição de sismos locais (Figura 8.1-22).

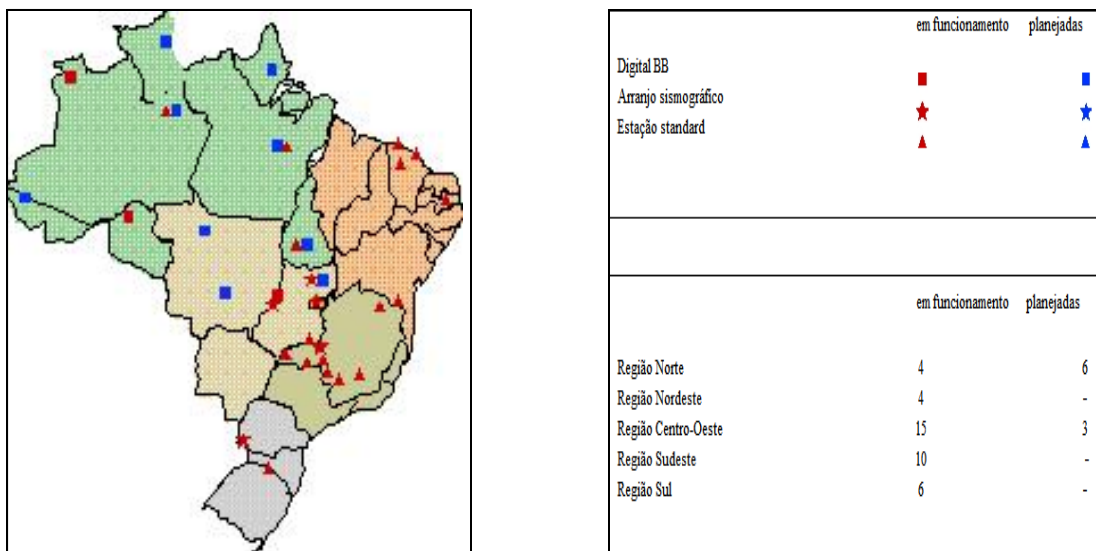
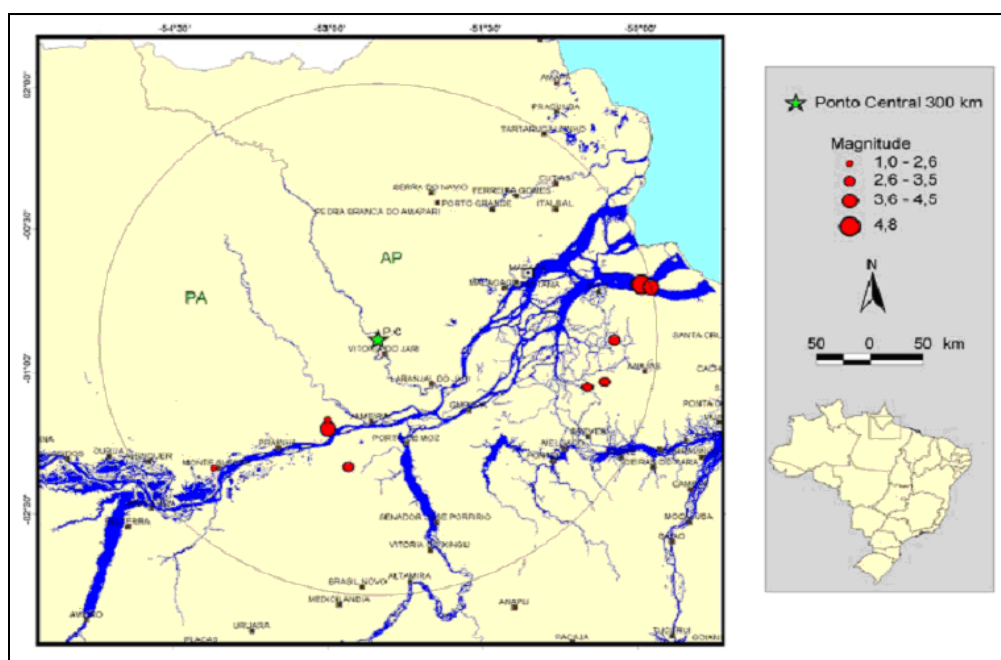


Figura 8.1-22 - Estações Sismográficas no Brasil (SIS/UNB)

Os desastres derivados da implantação de barragens advêm da reativação de antigas zonas de variável fraqueza estrutural. Estudos demonstram que a intensidade de ocorrência dos sismos é diretamente proporcional ao volume e profundidade do reservatório. O reservatório formado pela

UHE Santo Antônio do Jari apresentará baixa profundidade, o que torna bastante baixa a possibilidade de atividade microsísmica induzida pelo reservatório formado. Os eventos sísmicos mais frequentes e confiáveis ocorridos a menos de 300 km da Cachoeira de Santo Antônio, segundo o Observatório Sismológico da UnB, resultaram em valores médios de 4,8 Mb na Escala Richter, em um raio de aproximadamente 5 km a partir do epicentro, equivalendo aproximadamente à intensidade entre VI e VII na escala Mercalli Modificada (MM), tendo o potencial de induzir à aceleração da ordem de 0,05 a 0,1g. No entanto a área epicentral está há cerca de 300 km do futuro empreendimento, conforme Figura 8.1-23. A literatura mundial mostra que os casos de Sismicidade Induzida por Reservatórios (SIR) ocorrem em locais instáveis e reservatórios com profundidades superiores a 100 metros, não sendo o caso da UHE em questão, pois apresentará altura média muito inferior a 30 metros e sua estabilidade sísmica (natural e induzida via ação antropogênica) reflete em mínima ou quase inexistente presença atual ou futura de sismos na AID.



Fonte:Fonte: SISBRA - Observatório Sismológico - UNB.

Figura 8.1-23 - Mapa de Localização Epicentral de Eventos Sísmicos ocorridos em um raio de 300 km do reservatório da UHE Santo Antônio do Jari, com devidas magnitudes, no período de 1983 a 2005.

8.1.12 - Geomorfologia

A área de estudo apresenta três formas geomorfológicas dominantes, a saber: erosivas, de acumulação e áreas dissecadas. Estas formas geomorfológicas ocorrem em unidades morfoestruturais e morfoclimáticas denominadas de Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas, Planalto Rebaixado da Amazônia (do Baixo Amazonas) e Planície Amazônica (Mapa 2324-00-EIA-DE-2012).

8.1.12.1 - Unidades Morfoestruturais

a) Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas

Esta unidade é representada por um conjunto de relevos tabulares e uma grande faixa de dissecação em interflúvios tabulares e cristas, em retomada de erosão por drenagem incipiente. Corresponde a uma faixa de sedimentos paleozóicos, com altitudes entre 300 a 600 metros com sentido SW-NE. É representado principalmente pelo Planalto de Maracanaquara, onde tem feições típicas de bordo erosivo de Bacia Sedimentar: uma grande escarpa voltada para NW, talhada em arenitos com os topos cortados por aplainamento. O rio Jari corta o planalto em direção NW-SE através de profundas gargantas de superimposição. O planalto cai bruscamente em direção à calha do Amazonas.

O Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas está compreendido na sua maior extensão no "Domínio morfoclimático dos planaltos amazônicos rebaixados ou dissecados das áreas colinosas e planícies revestidas por floresta densa". Abrange também uma parte da "Faixa de transição de domínios morfoclimáticos em planaltos, planaltos rebaixados revestidos por floresta densa, floresta aberta mista e cerrado".

b) Planalto Rebaixado da Amazônia (do baixo Amazonas)

Esta unidade abrange a maior parte da área mapeada. É a extensa superfície do Pediplano Pleistocênico que se limita nas margens do rio com a Planície Amazônica; ao sul com a Depressão Periférica do Sul do Pará e ao norte com o Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas. Tem proporções e características distintas nos dois bordos. À margem esquerda do Amazonas a dissecação resultou formas bem mais onduladas que no sul, onde a superfície é mais conservada.

A cobertura vegetal é a floresta densa e a superfície é conservada, sendo cortada pela intrincada rede de drenagem constituída de "furos" e "igarapés". Toda a extensão do Pediplano Pleistocênico está incluída no "Domínio morfoclimático dos planaltos amazônicos rebaixados ou dissecados das áreas colinosas e planícies revestidas por floresta densa".

A dissecação fluvial no pediplano originou vales pouco encaixados em grandes áreas, dando relevos definidos como colinas de topo aplainado, onde se observa a existência de "inselbergs".

Este nível das colinas de topo aplainado, geralmente elaboradas em rochas pré-cambrianas, estende-se até o "front" dissimulado, desdobrado e descontínuo de um relevo de "cuesta" com altitudes em torno de 100 m. Apresenta ainda um nível de colinas mais alto com drenagem encaixada, elaboradas em rochas pré-cambrianas.

c) Planície Amazônia

A Planície Amazônica como unidade de relevo é uma faixa nas duas margens do Amazonas alargando-se na região da foz nas inúmeras ilhas, incluindo Marajó. Têm características bem distintas não comparáveis a nenhuma outra área de planície no que diz respeito à particularidade e diversidade de feições que apresenta. Um emaranhado de canais recentes, paleocanais, "furos", "igarapés", "paraná", meandros abandonados, lagos, marca um complexo em evolução atual.

A planície tem partes sujeitas a inundações periódicas pelas chuvas ou pelas cheias de um dos rios. A inundação é um dos elementos que possibilita a sedimentação recente de áreas próximas ao rio Amazonas, contribuindo também para a fixação através da vegetação rasteira. Os canais marcam a orientação da sedimentação e os diques marginais são os reflexos de um dos últimos eventos de todo um processo da sedimentação.

8.1.12.2 - Unidades Morfoesculturais

a) Formas Geomorfológicas da All

Neste item as principais formas geomorfológicas da área de estudo serão descritas, com o apoio do Quadro 8.1-28, do Quadro 8.1-29 e da Figura 8.1-24, a seguir, e apresentam os resultados obtidos quando da interpretação das unidades geomorfológicas em relação aos dados do SRTM (Jarvis *et al.*, 2006).

Quadro 8.1-28 - Valores estatísticos da altimetria, área e percentual em relação às formas geomorfológicas dominantes.

Unidade de mapeamento Geomorfológico	Altitude (m)				Área	
	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão	Hectares	%
Apf	-	307	33	30	25.687	5,3
Apfd	-	88	18	14	3.640	0,8
Atf	-	33	10	6	639	0,1
dc	-	377	102	68	24.929	5,1
dit	2	371	143	51	26.426	5,4
ditr	3	308	137	45	15.655	3,2
dk	17	253	137	45	5.577	1,1
dkit	38	547	303	93	20.432	4,2
dkmr	-	276	97	56	26.875	5,5
dkr	18	618	305	129	71.732	14,8
dr	29	356	135	45	29.897	6,2
drv	-	500	147	101	105.122	21,7
Espp	-	330	100	47	90.807	18,7
Estb	96	628	493	85	26.117	5,4
Estb1	-	305	196	63	11.664	2,4

Fonte: Valores obtidos do modelo digital de elevação SRTM.

Quadro 8.1-29 - Valores estatísticos de classes de declividade em relação às formas geomorfológicas dominantes

Legenda	Plano	Suave Ondulado	Ondulado	Forte Ondulado	Montanhoso	Escarpado	Declividade Média	Desvio Padrão
	0 a 3%	3 a 8%	8 a 20%	20 a 45%	45 a 70%	> 70%		
	% da área de cada unidade						%	
Apf	44,2	33,3	18,7	3,8	0,1	0,0	5,7	6,1
Apfd	50,8	35,5	13,3	0,4	0,0	0,0	4,1	3,8
Atf	54,3	41,1	4,6	0,0	0,0	0,0	3,3	2,4
dc	16,3	41,7	34,2	7,6	0,1	0,0	8,9	7,2
dit	12,9	30,5	43,0	13,5	0,1	0,0	11,1	7,8
ditr	6,1	24,3	52,0	17,5	0,1	0,0	12,9	7,5
dk	8,4	32,7	41,4	17,2	0,3	0,0	12,4	9,3
dkit	3,4	14,8	46,2	33,1	2,5	0,1	18,1	11,2
dkmr	9,7	26,0	39,9	24,1	0,4	0,0	14,1	10,3
dkr	4,9	17,9	44,6	30,9	1,8	0,0	16,8	10,7
dr	13,4	40,5	37,8	8,2	0,2	0,0	9,2	6,9
drv	11,5	36,2	41,1	10,8	0,3	0,0	10,4	7,8
Espp	14,7	50,3	29,9	5,0	0,1	0,0	7,8	5,9
Estb	19,0	27,3	37,3	15,6	0,8	0,0	11,4	9,5
Estb1	19,4	30,3	29,9	20,1	0,3	0,0	11,8	10,3
Total	42,4	34,7	18,6	4,1	0,2	0,0	5,9	6,8

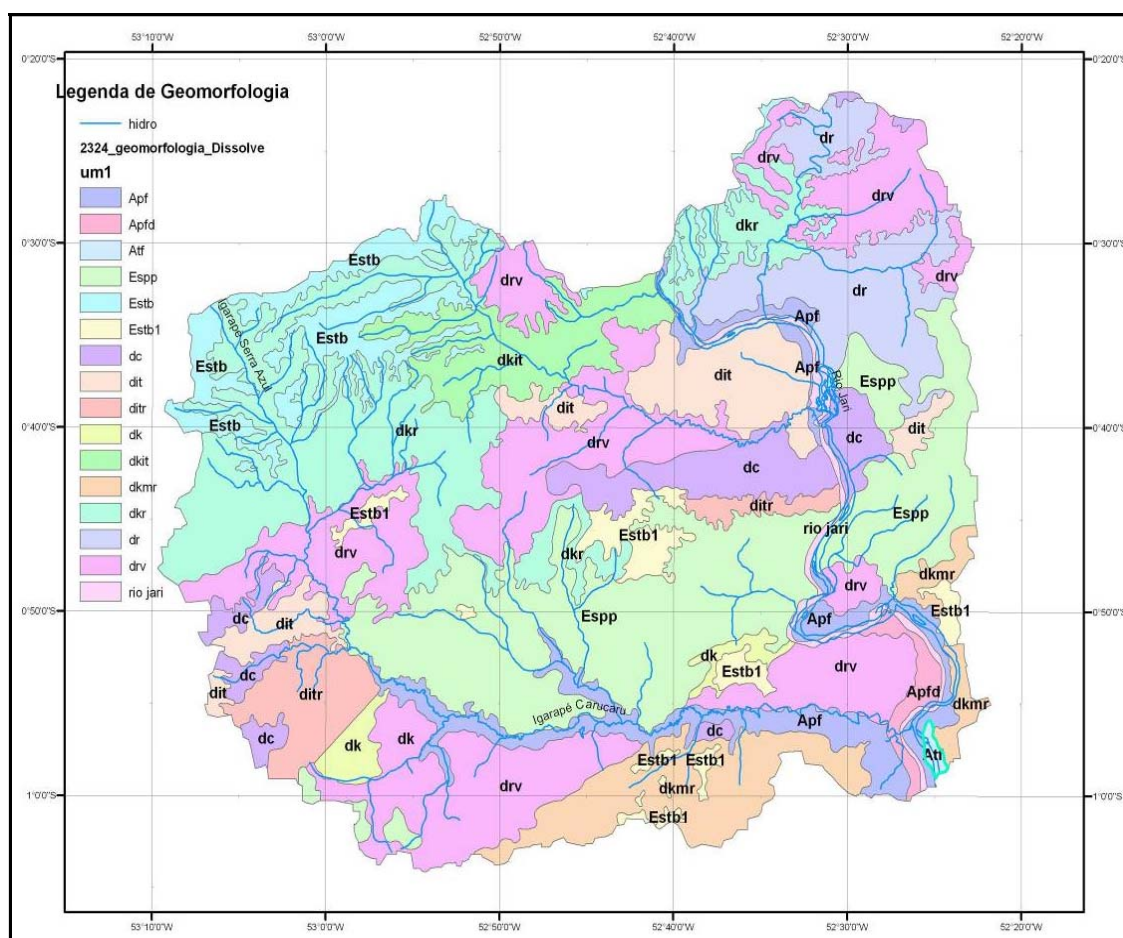


Figura 8.1-24 - Localização das formas geomorfológicas dominantes

► **Formas Erosivas ou Relevos de Degradação**

Ocorrem formas erosivas do tipo superfície tabular erosiva, que são superfícies de aplainamento talhadas em rochas pré-cambrianas e paleozóicas, descontínuas, elaboradas por processos de pediplanação e remodelada por morfogênese úmida (Estb) e superfície de aplainamento talhadas em rochas sedimentares, topograficamente elevadas (Estb1).

As superfícies pediplanadas correspondem a aplainamentos em retomada de erosão, elaborados geralmente em rochas sedimentares e parcialmente recobertos por depósitos inconsolidados. Podem ocorrer também em rochas pré-cambrianas, elaboradas por processos de eversão e em retomada de erosão (Espp).

A unidade Espp representa 18,7% da área de estudo, equivalente a aproximadamente 91.000 ha, está localizada na região central e possui relevo predominantemente suave ondulado (3 a 8% de declividade) e ondulado (8 a 20%). Sua declividade média é de aproximadamente 8%, estando em média a 100 m de altitude.

A unidade Estb ocorre em 5,4% da área de estudo (aproximadamente 26.000 ha), ocupando parte da região norte da área de estudo. Sua declividade média é de 11,4%, com classes de declive principalmente ondulado (8 a 20%) e suave ondulado (3 a 8%) estando numa altitude média de 493 m de altitude.

A unidade de menor ocorrência dentre as formas erosivas é a Estb1, que ocupa apenas 2,4% da área de estudo (aproximadamente 11.600 ha), ocorrendo em manchas distribuídas na região central e sul da área. A declividade média desta unidade é de 11,8%, semelhante a da unidade Estb, e as classes de relevo de maior ocorrência são suave ondulado e ondulado, localizada numa altitude média de 196 m de altitude.

O Quadro 8.1-30 apresenta a legenda descritiva das unidades de mapeamento geomorfológicas das formas erosivas.

Quadro 8.1-30 - Descrição das unidades do mapeamento geomorfológico da área de estudo - Formas Erosivas

Legenda	Descrição
Espp	Superfícies pediplanadas. Aplainamentos em retomada de erosão, elaborados geralmente em rochas sedimentares. Parcialmente recobertos por depósitos inconsolidados.
Estb	Superfície tabular erosiva. Superfície de aplainamento talhada em rochas pré-cambrianas e paleozóicas, descontínua, elaborada por processos de pediplanação e remodelada por morfogênese úmida.
Estb1	Superfície tabular erosiva. Superfície de aplainamento talhada em rochas sedimentares, topograficamente elevada.

► Áreas Dissecadas

Estas áreas ocupam a superfície tabular erosiva, trabalhadas em rochas pré-cambrianas e paleozóicas e em rochas sedimentares. Nas superfícies pediplanadas ocorrem em rochas sedimentares.

As áreas que apresentam um modelado de dissecação em colinas (dc) representado por formas de dissecação de superfícies aplainadas por vales pouco aprofundados, ocorrem na

parte central e oeste da área de estudo, totalizando aproximadamente 25.000 ha (5,1% da área total). Predominam as classes de relevo suave ondulado e ondulado, com declividade média de aproximadamente 9%.

As áreas dissecadas em interflúvios tabulares (dit), que são formas de dissecação apresentando um reentalhamento por drenagem incipiente, e aquelas dissecadas em interflúvios tabulares e ravinas (ditr), resultantes do aprofundamento de talwegues em relevos tabulares, geralmente com padrão de drenagem retangular, ocorrem em 5,4% e 3,2% da área de estudo, respectivamente, o que perfaz um total de aproximadamente 42.000 ha. A classe de relevo de maior ocorrência é o ondulado seguido pelo suave ondulado, com declividade média de 11,1% para o dit e de 12,9% para o ditr. A altitude média destas unidades geomorfológicas é de 143 m e 137 m de altitude, respectivamente. Suas ocorrências são observadas em polígonos distribuídos na parte central da área.

Aquelas áreas dissecadas em cristas (dk), resultantes da dissecação acentuada por drenagem em ravinas e vales encaixados, podem ocorrer também associadas com interflúvios tabulares (dkit), com mesas e ravinas (dkmr) ou apenas com ravinas (dkr). No total, as áreas consideradas como dissecadas em cristas somente ou em conjunto com outras formas de dissecação perfazem aproximadamente 124.000 ha, ou 25,6% da área de estudo, e estão distribuídas na parte norte, central e sul.

As áreas dissecadas em cristas (dk) possuem relevo ondulado e suave ondulado como principais classes de declive, com média de 12,4% de declividade, ocorrendo numa altitude média de 137 m. Já as áreas definidas como dissecação em cristas associadas a outras formas de dissecação (dkit, dkmr e dkr), possuem as classes de declive ondulado e forte ondulado como as mais representativas, sendo de aproximadamente 18, 14 e 17% as declividades médias, respectivamente. Estas 3 unidades geomorfológicas ocorrem em altitudes médias de 303 m, 97 m e 305 m, respectivamente.

As áreas com modelados de dissecação em ravinas (dr), representadas por formas de dissecação superficial resultantes do entalhamento por drenagem incipiente, e aquelas em associação de ravinas e vales encaixados (drv) resultantes da evolução do dissecado em ravinas com maior aprofundamento da drenagem, juntas perfazem aproximadamente 135.000 ha, representando 28% da área de estudo. É a maior expressão em área dentre as formas de áreas dissecadas. Seu relevo é suave ondulado ou ondulado, com declividades

médias de 9 e 10%, respectivamente para dr e drv. A altitude média destas unidades geomorfológicas é de 135 m e 147 m, respectivamente. Estão distribuídas nas partes nordeste, central e sul da área de estudo.

O Quadro 8.1-31 apresenta a descrição das unidades de mapeamento geomorfológicas das formas de áreas dissecadas.

Quadro 8.1-31 - Descrição das unidades do mapeamento geomorfológico da área de estudo - Áreas Dissecadas

Legenda	Descrição
Dc	Dissecado em colinas. Forma de dissecação de superfícies aplainadas por vales pouco aprofundados.
Dit	Dissecado em interflúvios tabulares. Forma de dissecação resultante do aprofundamento de talvegues em relevos tabulares, geralmente com padrão de drenagem retangular.
Ditr	Dissecado em interflúvios tabulares e ravinas. Forma de dissecação em interflúvios tabulares, apresentando um reentalhamento por drenagem incipiente.
Dk	Dissecado em cristas. Cristas resultantes da dissecação acentuada por drenagem em ravinas e vales encaixados.
Dkit	Dissecado em cristas e interflúvios tabulares. Formas resultantes da associação dos dois tipos de dissecação.
Dkmr	Dissecado em cristas, mesas e ravinas. Formas resultantes da associação dos dois tipos de dissecação, em retomada de erosão.
Dkr	Dissecado em cristas e ravinas. Formas resultantes da associação dos dois tipos de dissecação.
Dr	Dissecado em ravinas. Formas de dissecação superficial resultantes do entalhamento por drenagem incipiente.
Drv	Dissecado em ravinas e vales encaixados. Dissecação resultante da evolução do dissecado em ravinas com maior aprofundamento da drenagem

► Formas de Acumulação ou Relevos de Agradação

As principais formas de acumulação da área de estudo são as Planícies e os Terraços Fluviais. Os Terraços Fluviais (atf) são formados por depósitos inconsolidados, apresentando lagoas em alguns trechos. Eventualmente foram pedimentados e posteriormente reelaborados por morfogênese úmida. Representam apenas 0,1% da área de estudo, ou 639 ha. O relevo é principalmente da classe plano e suave ondulado, com declividade média de 3,3%. Está distribuído numa pequena mancha na parte sul da área, próxima ao rio Jari.

As planícies fluviais (apf) que são faixas de aluviões recentes em baixadas inundáveis de fundo de vale, e as fluviais colmatadas por diques marginais (apfd) parcialmente inundáveis, representam juntas aproximadamente 29.000 ha ou 6% da área. A classe de relevo que predomina é o plano, com algumas partes em relevo suave ondulado. Em média,

a declividade é de 5,7 e 4,1% para apf e apfd, respectivamente. Ocorrem em áreas rebaixadas com altitude média de 33 m e 18 m de altitude, respectivamente.

O Quadro 8.1-32, apresenta a descrição das unidades de mapeamento geomorfológicas.

Quadro 8.1-32 - Descrição das unidades de mapeamento geomorfológicas das formas de acumulação

Legenda	Descrição
Atf	Terraços fluviais. Terraços com depósitos inconsolidados, apresentando lagoas em alguns trechos. Eventualmente foram pedimentados e posteriormente reelaborados por morfogênese úmida.
Apf	Planícies Fluviais. Faixas de aluviões recentes em baixadas inundáveis de fundo de vale.
Apfd	Planícies fluviais colmatadas por diques marginais. Parcialmente inundável com acréscimos periódicos de aluvião.

Conclusões

Dentre as formas geomorfológicas dominantes encontradas na AII, a de maior ocorrência espacial está associada a formas de áreas dissecadas, perfazendo um total aproximado de 326.000 ha, representando 67% da área de estudo. Em seguida, aparecem as formas erosivas, ocupando aproximadamente 129.000 ha ou 27% da área de estudo. Por último, em termos de predomínio espacial, aparecem as formas de acumulação, com 6% da área de estudo, o que equivale a 30.000 ha aproximadamente.

Em termos de cota altimétrica, as formas de acumulação são aquelas que ocorrem nas partes mais rebaixadas, em média estando a 20 m de altitude, com um mínimo de 10 e um máximo de 38 m.

As formas erosivas possuem uma variação altimétrica grande, de 100 a 493 m de altitude. Já as áreas dissecadas, variam de 97 a 305 m de altitude, sendo que a maioria delas ocorre em altitudes em torno de 140 m.

b) Formas Geomorfológicas da AID e ADA

A Área de Influência Direta e a Área Diretamente Afetada estão inseridas em formas geomorfológicas erosivas, dissecadas e de acumulação.

As formas erosivas são aquelas superfícies pediplanadas, compostas por aplainamentos em retomada de erosão elaboradas geralmente em rochas sedimentares. Podem estar

parcialmente recobertos por depósitos inconsolidados (Esp). Esta forma geomorfológica ocupa 20% da área de estudo (Quadro 8.1-33).

As formas geomorfológicas dissecadas são constituídas por um dissecado em interflúvios tabulares e ravinas, apresentando um reentalhamento por drenagem incipiente, e ocupam 64% da área de estudo.

As planícies fluviais representam as formas geomorfológicas de acumulação, formada por faixas de aluviões recentes nas baixadas inundáveis do rio Jari. Ocorrem em 29% da área de estudo.

A distribuição espacial das principais formas geomorfológicas encontradas nas AID e ADA pode ser vista na Figura 8.1-25.

Quadro 8.1-33 - Formas geomorfológicas da Área de Influência Direta e da Área Diretamente Afetada

Legenda	Área (ha)	%	Descrição
ESPP	1.931	20	Superfícies pediplanadas. Aplainamentos em retomada de erosão elaborados geralmente em rochas sedimentares. Parcialmente recobertos por depósitos inconsolidados.
DITR	6.111	64	Dissecado em interflúvios tabulares e ravinas. Forma de dissecação em interflúvios tabulares, apresentando um reentalhamento por drenagem incipiente.
APF	2.796	29	Planícies Fluviais. Faixas de aluviões recentes em baixadas inundáveis de fundo de vale

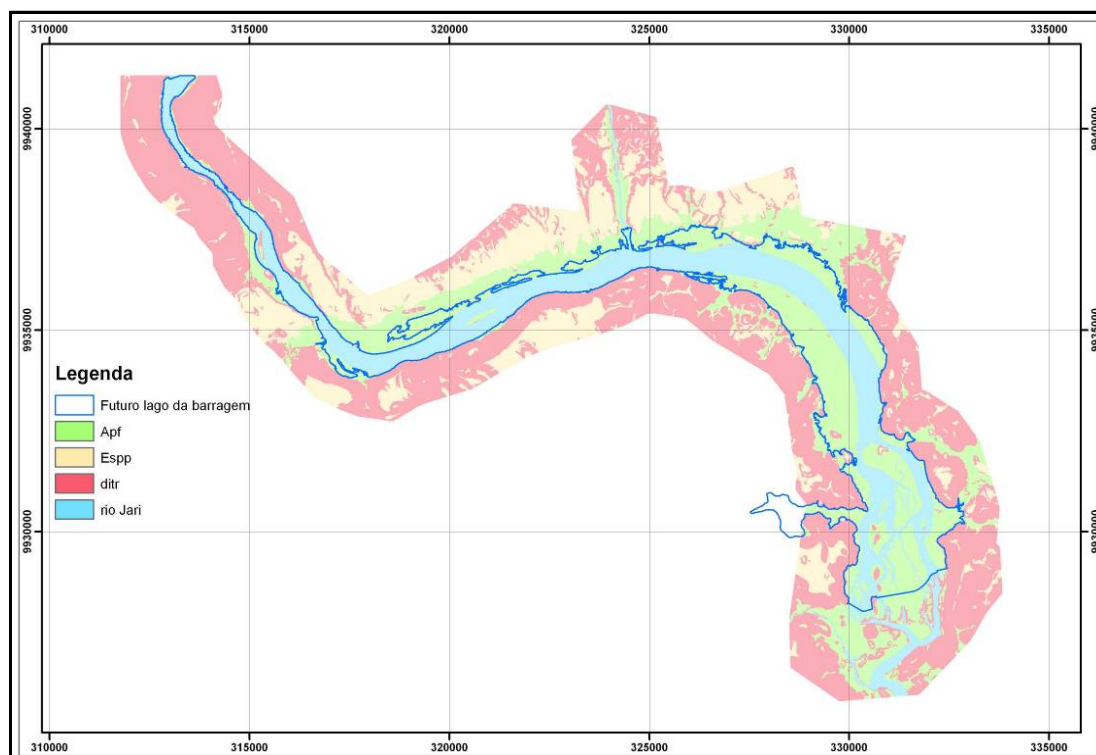


Figura 8.1-25 - Mapa de formas geomorfológicas da AID e da ADA

As áreas onde serão implantados os bota-foras, canteiro de obras e de empréstimo de material estão localizadas especialmente na classificação geomorfológica de Esp e Ditr.

A Área de Influência Direta (AID) da UHE de Santo Antônio do Jari (Figura 8.1-26), na divisa entre os estados do Pará e Amapá, é composta por uma faixa de aproximadamente 1.500 m em ambas as margens do rio Jari, a montante do local do futuro barramento.

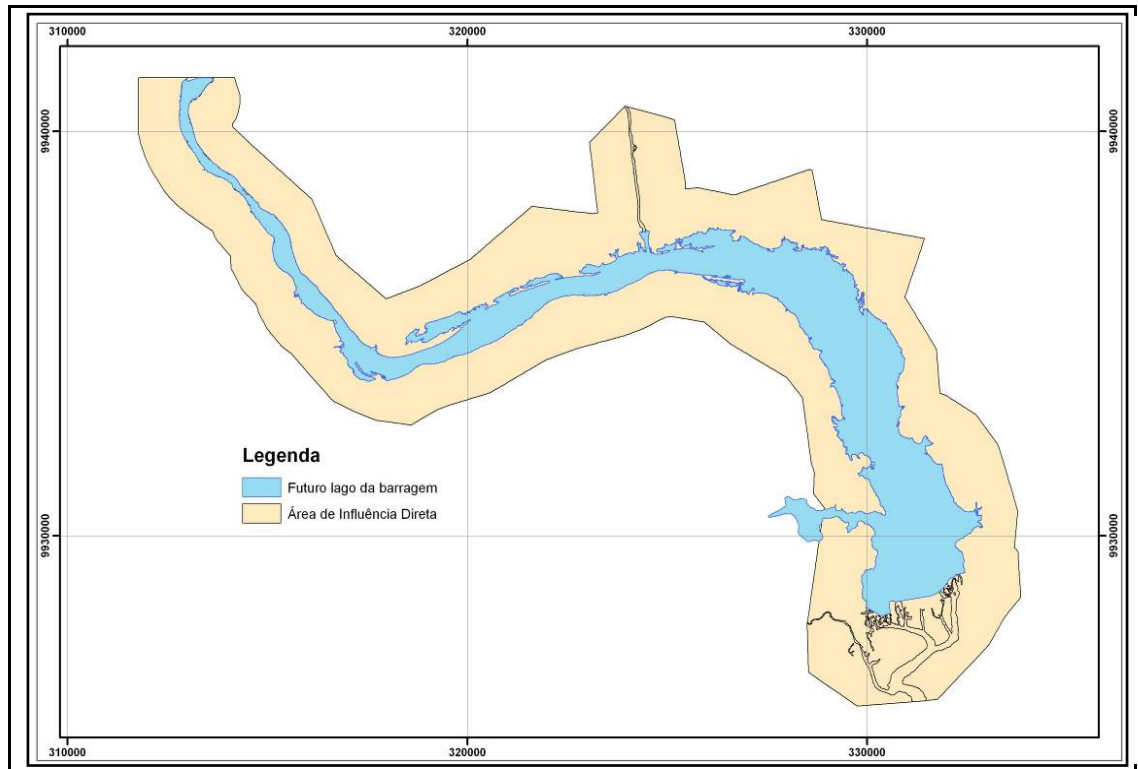


Figura 8.1-26 - Área de Influência Direta e a área do futuro lago da UHE Santo Antônio do Jari.

O modelo digital de elevação (MDE) da área foi fornecido através de rede irregular de triangulação (TIN), tendo sido convertido para o formato matricial (Figura 8.1-27), com células de 5x5 m, ou 25 m², para que permitisse ser analisado.

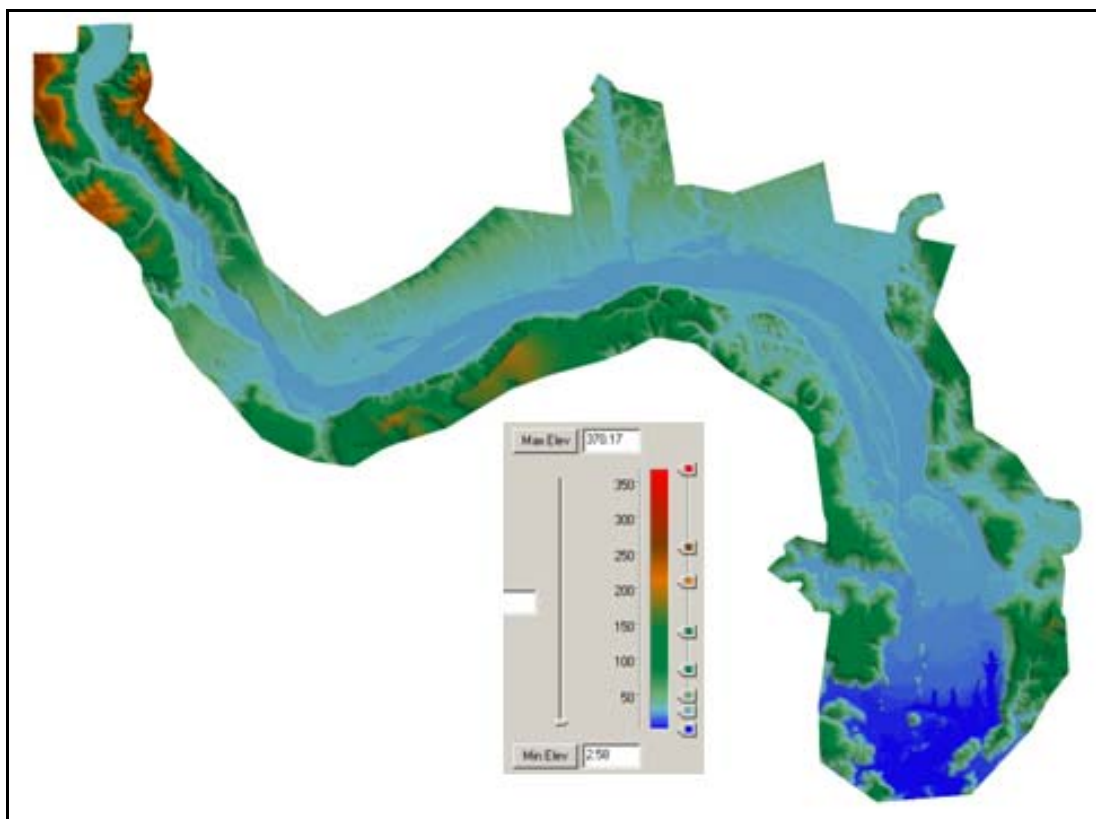


Figura 8.1-27 - Modelo digital de elevação da AID com células de 5x5 m.

Segundo as informações baseadas na observação do MDE, o Quadro 8.1-34 apresenta os seguintes parâmetros estatísticos relacionados ao tema.

Quadro 8.1-34 - Características do MDE

Tamanho da célula		5,00	
Número de linhas		3.107	
Número de colunas		4.414	
Tipo de dado		Números reais	
Limites espaciais		Estatísticas (metros)	
X mínimo	311.766	Valor mínimo	2,2
X máximo	333.836	Valor máximo	295,8
Y mínimo	9.925.787	Média	56,9
Y máximo	9.941.322	Desvio padrão	45,1

Verifica-se que a maior parte da AID está em cotas altimétricas menores que 35 m acima do nível do mar, perfazendo 45% da área de estudo, conforme pode ser observado no Quadro 8.1-35 e na Figura 8.1-28. Esta faixa será a mais influenciada pelo enchimento do lago da barragem, que possui cota máxima da área de inundação do reservatório de 31,9 m.

Quadro 8.1-35 - Distribuição em nº de células, área e percentual de faixas altimétricas da AID

Faixa altimétrica (metros acima do nível do mar)	Número de células	Hectares	%
2,2 a 35	2.049.869	5.125	45,5
≥ 35 e < 50	770.058	1.925	17,1
≥ 50 e < 100	992.261	2.481	22,0
≥ 100 e < 150	454.480	1.136	10,1
≥ 150	235.897	590	5,2
Total	4.502.565	11.256	100,0

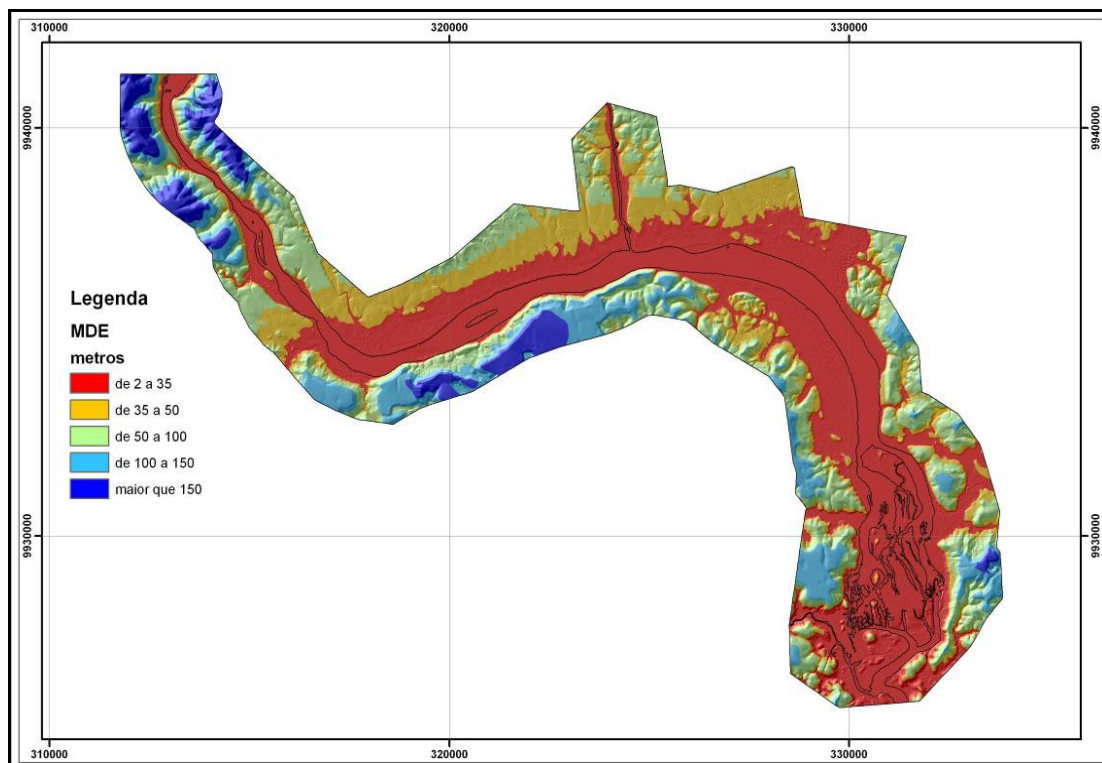


Figura 8.1-28 - Distribuição espacial das faixas altimétricas da AID

A declividade foi obtida pela análise digital do MDE, e generalizada para alcançar o nível de detalhe do trabalho na distribuição das classes de declividade definidas por Embrapa (2006).

Esta generalização tomou por base a área mínima mapeável na escala de 1:50.000, onde a representação cartográfica ficaria inviável, eliminando regiões com área menor que 2.500 m² ou 100 células. O mapa com a distribuição espacial (Figura 8.1-29) e o Quadro 8.1-36, a seguir, apresentam este tema de declividade da AID.

A classe de relevo com declives entre 3 e 8% (suave ondulado) é a de maior abrangência espacial, com 2.520 ha. A classe de relevo plano (0 a 3%) aparece em segundo lugar, em ordem decrescente, com aproximadamente 2.200 ha, praticamente a mesma quantidade de área da classe de relevo forte ondulado (20 a 45%). A classe de relevo ondulado, com declives entre 8 e 20%, ocupa aproximadamente 2.000 ha.

As classes de relevo montanhoso e escarpado com declives maiores que 45%, somadas, perfazem um total de aproximadamente 600 ha. Apesar de sua reduzida abrangência espacial, ocupando apenas 5,4% da área de estudo, estas classes representam as áreas de maior vulnerabilidade ambiental, sob os aspectos de erosão, desbarrancamentos e deslizamentos de terra. Destaca-se que, próximo à área de inundação da futura barragem (Área Diretamente Afetada - ADA) existem estas classes de declive, que serão discutidas no item seguinte (Análise Integrada de Dados).

Quadro 8.1-36 - Classes de declive com sua área em hectares e seu percentual em relação à área total, excluindo a área relativa ao rio Jari

Classe de Declive	Hectares	%
Plano (0 a 3%)	2.207	19,6
Suave ondulado (3 a 8%)	2.520	22,4
Ondulado (8 a 20%)	2.005	17,8
Forte ondulado (20 a 45%)	2.195	19,5
Montanhoso (45 a 70%)	547	4,9
Escarpado (> 70%)	56	0,5

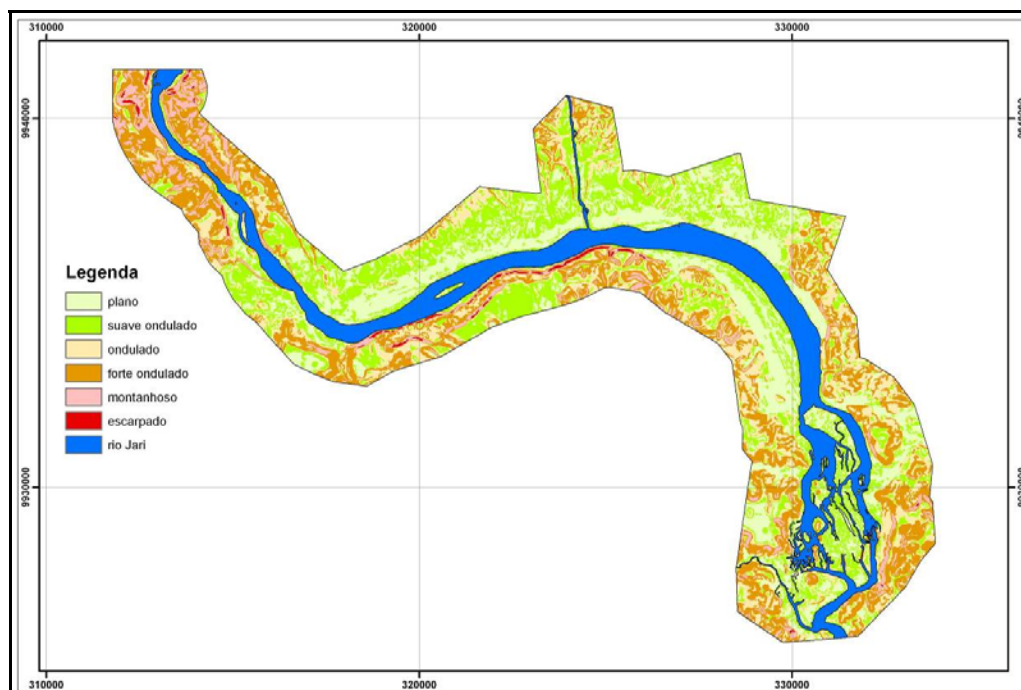


Figura 8.1-29 - Mapa com a distribuição espacial das classes de declive

Buscando interpretar os dados relativos à altimetria e declividade da Área Diretamente Afetada (ADA) e da Área de Influência Direta (AID), inicialmente se contabilizou a ocorrência das classes de declive na área que será inundada (ADA). Nota-se amplo predomínio da classe de relevo plano (de 0 a 3%), com 63% da área (Quadro 8.1-37). A classe de relevo suave ondulado ocorre em 32% da área que vai ser alagada. Apesar de as classes de relevo ondulado, forte ondulado, montanhoso e escarpado (acima de 8% de declividade) juntas perfazerem apenas 5% da área a ser inundada, são as que mais podem sofrer impactos negativos, como risco de erosão, desbarrancamento e deslizamentos.

Quadro 8.1-37 - Porcentagem de área das classes de declive da Área Diretamente Afetada

Classe de declive	%
Plano	63
Suave ondulado	32
Ondulado	3
Forte ondulado	2
Montanhoso	0
Escarpado	0
Declividade média	1,4
Desvio padrão	0,6

8.1.12.3 - Processos Erosivos e Movimentos de Massa

O movimento de densos pacotes de material proporcionou a formação da planície fluvial do rio Jari e continua em desenvolvimento na região.

O entorno do reservatório da UHE Santo Antônio do Jari, em alguns trechos, apresenta nula, ligeira, moderada e forte suscetibilidade à erosão devido à presença de material sedimentar inconsolidado em solos pouco espessos, declividade predominantemente plana (0 a 3%), terrenos mal drenados e baixa fertilidade natural do solo, como ocorre na maior parte da Região Amazônica.

Apesar da predominância de áreas vegetadas bem preservadas, a baixa coesão dos microagregados conjugada aos altos níveis pluviométricos do período chuvoso, favorecem a deflagração de movimentos de massa, dentre os quais os movimentos ocasionados por solifluxão observados nos taludes são os escorregamentos e os rastejos e nas margens dos cursos d'água, os debarrancamentos e solapamentos.

As características físicas da AID levantadas para este estudo proporcionaram embasamento necessário para a indicação e análise dos processos erosivos naturais e antropogênicos deflagrados na área.

Através de observações em campo foi possível denotar que os processos de erosão linear concentrada não são comuns na área, porém, sendo identificáveis em alguns locais no entorno do futuro empreendimento. Os principais tipos observados foram fendas erosivas com profundidade de pouca a média e sulcos profundos. O material carreado é disposto na extensa planície aluvial do rio Jari, intercalado entre as frações granulométricas argila e areia.

Alguns processos de movimentos de massa ainda apresentam evolução enquanto que outros apenas são percebidos a partir das cicatrizes retidas pela retomada da vegetação arbórea e arbustiva baixa, uma vez que foram naturalmente obliteradas.

Os sulcos e fendas erosivas são encontrados onde o escoamento pluvial concentrado carrega material das partes mais altas para as planícies aluviais, compondo-os com sedimento areno-argiloso recente (Quaternário).

Os principais tipos de escorregamento na área são rotacionais e planares, caracterizando carreamento de material friável e pouco coeso em solo pouco profundo assentado imediatamente sobre rocha, com plano de fraqueza, sendo um movimento de massa que ocorre de forma sazonal na área e em pequena escala.

Os solapamentos ocorrem especialmente nas margens dos cursos d'água, sendo caracterizados por um movimento de massa planar.

Os rastejos observados têm característica de oscilação lenta e suave da camada de solo sobre a rocha, deslocando-se encosta abaixo, sendo localizados de forma estanque na paisagem, quase imperceptíveis ao observador devido à camada vegetal densa. São caracterizados basicamente por deslocamento de fina camada superficial de solo, graças à saturação do perfil.

8.1.13 - Indução a Processos Erosivos

Os processos erosivos são iniciados quando ocorrem os chamados movimentos de massa. Estes estão intimamente ligados às seguintes características: compartimentação geomorfológica; declividade dos terrenos; características meteorológicas (pluviosidade, temperatura, dinâmica de ventos); aspectos geológicos estruturais; uso e ocupação do solo; tipos de solo local; e grau de erodibilidade das terras.

A indução a processos erosivos em áreas degradadas pode ser acarretada tanto pelo mau uso dos terrenos quanto por causas naturais, devido à junção e atuação concomitante das características apontadas anteriormente.

Na Área de Influência Direta da UHE Santo Antônio do Jari, as áreas degradadas e de indução aos processos erosivos estão representadas no Mapa das Áreas Sujeitas à Indução de Processos Erosivos (Mapa 2324-00-EIA-DE-2005). Tais áreas são representadas por locais de atuação antrópica, caracterizadas como de formação arbórea e/ou silvicultura, de ocupação humana e aglomerados urbanos.

A degradação de áreas na AID do empreendimento é feita a partir da retirada da mata local (Floresta Ombrófila Densa) para a inserção de áreas de cultivo de subsistência e/ou silvicultura. Normalmente, tais áreas estão localizadas nas proximidades dos aglomerados urbanos, tais como as vilas de Iratapuru, de São Francisco e de Santo Antônio, e as localidades de Porto Sabão e Porto de Itapeuara, Moreno e Piunquara. As áreas com indução de processos erosivos também

estão representadas nas áreas ditas degradadas, uma vez que, para a promoção do manejo do solo, há a necessidade da retirada da mata e o revolvimento de camadas de solo.

A fim de esclarecer melhor tais condições, apresentamos, no Caderno de Mapas, os mapas das áreas com potencial de degradação induzidas por atividades humanas para a AID (2324-00-RPT-DE-2001), e também para a All (2324-00-RPT-DE-2002).

Os mapas foram elaborados respectivamente sobre as imagens de satélite LandSat e QuickBird, ambas do ano de 2008, a fim de relacionar o uso do solo com processos erosivos.

O uso do solo foi classificado baseado nas atividades existentes na área, eliminando campos naturais em áreas inundáveis. As legendas criadas demonstram áreas de silvicultura (plantios de eucalipto) e solo exposto (onde estão inseridas as áreas de moradia e agriculturas de subsistência) para a AID. Já para a All estão classificadas as áreas de formações vegetais da Floresta Amazônica e áreas de uso antrópico.

Os processos erosivos foram classificados segundo a classificação da EMBRAPA para as formas erosivas. Segundo tal classificação os processos erosivos podem ser: (1) Erosão Laminar; (2) Erosão em Sulcos; (3) Voçoroca e (4) Piping, quando for possível sua identificação. A intensidade das formas 1 e 2 são descritas no Quadro 8.1-38, no caso das voçorocas o dimensionamento pode ser realizado com ferramentas de sensoriamento remoto ou estimativa das dimensões (comprimento, largura média e profundidade média) em campo, porém, tais feições não foram encontradas.

Quadro 8.1-38 - Parâmetros para determinação da intensidade da erosão laminar e em sulcos

Classes de erosão LAMINAR	Espessura do Horizonte superficial (cm)
Não aparente	25
Ligeira	25 – 15
Moderada	15 – 5 (pode atingir o B)
Severa	B exposto
Muito severa	B severamente erodido
Extremamente severa	B severamente erodido e afloramentos ocasionais do C

Quadro 8.1-38 - Parâmetros para determinação da intensidade da erosão laminar e em sulcos (continuação)

Classes de erosão em SULCOS	Distância entre sulcos (m)
Ocasional	30
Freqüente	30 em menos de 75% da área
Muito freqüente	mais de 75% da área
Classe	Profundidade
Raso	Desfeitos pelo preparo do solo
Profundo	Não são desfeitos mas podem ser cruzados por máquinas
Muito profundo	Não são cruzados por máquinas

Fonte: EMBRAPA

Segundo a análise dos mapas e dados primários levantados em campo, na All foram encontradas áreas antropizadas classificadas apenas como processos erosivos laminares de ligeira a moderada intensidade, enquanto que, para a AID, foram classificadas apenas áreas de erosão laminar moderada. De forma geral, como dito anteriormente, os processos de degradação estão associados às atividades humanas e não apresentam contundência expressiva.

As margens dos cursos d'água na região também podem apresentar processos de degradação iniciados com a indução a processos erosivos, principalmente caracterizados sob a forma de desbarrancamento das margens, graças ao efeito "fetch", também denominado efeito de ondas no reservatório artificial.

De acordo com o Mapa das Áreas Sujeitas à Indução de Processos Erosivos (2324-00-EIA-DE-2005), as áreas que apresentam maior risco de ocorrência de tal processo estão localizadas principalmente nas proximidades do barramento da usina hidrelétrica, indo daí até a foz do rio Iratapuru, cujas áreas mais propensas aos processos erosivos encontram-se entre o nível atual do rio Jari, na cota de 27 m e a cota de 33 m, após o enchimento do reservatório (que atingirá a cota de 30 m NA normal). Tais valores de cota de NA foram conseguidos a partir do uso de uma onda com amplitude de 1,5 m, cuja atuação se fará no reservatório cheio, em épocas de vazão normal.

Assim, conclui-se que, em condições normais de vazão no reservatório da UHE Santo Antônio do Jari, com NA normal de 30 m, as ondas de efeito "fetch" atingirão, em uma maior quantidade,

áreas localizadas em região ocupada por Floresta Ombrófila Densa, além das áreas destinadas a empréstimo de material para a construção da usina.

Solos

A maior parte da AII da UHE Santo Antônio do Jari é dominada pelos Latossolos Vermelho-Amarelos e Latossolos Amarelos originados por sedimentos das Formações Litoestratigráficas aflorantes na região.

8.1.13.1 - Descrição das Classes de Solo - AII

A seguir serão descritos, sucintamente, os principais solos que ocorrem na AII da UHE Santo Antônio do Jari, identificados como componentes dominantes ou associados, nas unidades de mapeamento.

Latossolo Amarelo Distrófico - LAd

Compreende solos minerais, não hidromórficos, que se caracterizam por apresentar um horizonte B latossólico de cor amarelada, nos matizes 7,5 YR ou mais amarelos. São solos muito intemperizados, distróficos, friáveis, normalmente muito profundos, de elevada permeabilidade e em geral bem acentuadamente drenados. Apresentam sequência de horizontes do tipo A, Bw, C, com reduzido incremento de argila em profundidade.

Estes solos apresentam como principal limitação ao uso agrícola a deficiência de fertilidade.

Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico - LVAd

Nesta classe estão compreendidos solos minerais, não hidromórficos, caracterizados por possuírem horizonte B latossólico, virtualmente sem atração magnética, com cores de matiz mais amarelo que 2,5 YR ou mais vermelho que 7,5 YR associados a teores de Fe₂O₃ relativamente baixos - normalmente entre 7 e 11%.

São solos em geral muito profundos, distróficos, de elevada permeabilidade, bem acentuadamente drenados, apresentando sequência de horizontes A, Bw, C, de textura média com reduzido incremento de argila em profundidade.

Estes solos também apresentam como principais limitações ao uso agrícola a deficiência de fertilidade.

Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico - PVAd

Compreende solos minerais, não hidromórficos, com horizonte B textural de cores vermelho-amareladas e com teores de Fe_2O_3 normalmente iguais ou inferiores a 11%. Comumente são profundos e seus perfis apresentam sequência de horizontes A, Bt e C.

Nitossolo Vermelho Distrófico - NVd

Solos constituídos por material mineral que apresentam horizonte B nítrico abaixo do horizonte A, com argila de atividade baixa e de textura argilosa ou mais fina. Apresentam cores com matiz 2,5 YR ou mais vermelho na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B. Apresentam fertilidade natural média.

Neossolo Litólico Distrófico - RLd

Compreendem solos pouco desenvolvidos, rasos, constituídos por um horizonte A assentado diretamente sobre a rocha ou sobre um horizonte C pouco espesso originados de litotipos de idade Pré-Cambriana.

Neossolo Quartzarênico Órtico - RQO

Os Neossolos Quartzarênicos Órticos são solos arenosos, não hidromórficos, muito profundos, excessivamente drenados e com ausência de minerais primários facilmente decomponíveis. Apresentam sequência de horizontes A e C, com pequena diferenciação entre sub-horizontes.

Suas principais limitações ao uso agrícola são as deficiências de fertilidade e de água, em função da alta porosidade e permeabilidade da areia. Nos locais de relevo suave ondulado, torna-se importante também a susceptibilidade à erosão, em razão da baixa coerência de suas partículas.

Plintossolo Pétrico Concrecionário - FFC

Solos constituídos por material mineral que apresentam horizonte concrecionário com predomínio de petroplintita numa matriz de textura variada.

Gleissolo Háptico Tb Distrófico e Eutrófico - GXbed

Solos constituídos por material mineral com horizonte glei, que são formados em condições hidromórficas em função de sua posição rebaixada na paisagem, não apresentando horizontes sulfúricos, sálicos ou hísticos.

8.1.13.1.1 - Unidades de Mapeamento das Classes de Solos

As unidades de mapeamento, descritas a seguir, se encontram espacializadas no Mapa 2324-00-EIA-DE-2013.

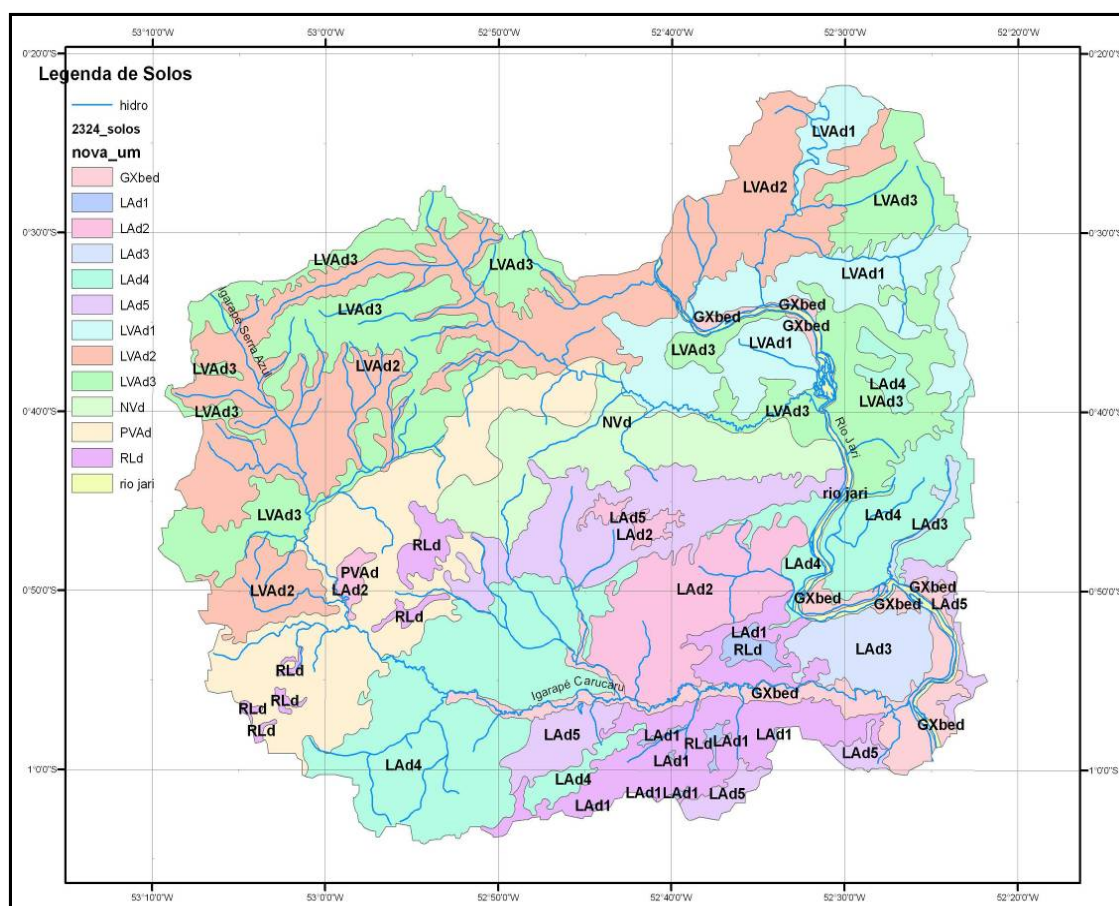


Figura 8.1-30 - Unidades de Mapeamento das Classes de Solos

- **LAd1 - Latossolo Amarelo Distrófico textura muito Argilosa relevo plano.**

Ocorre em pequena área ao sul da All, sendo sua maior parte em relevo praticamente plano, na margem direita do rio Jari. São solos de textura muito argilosa (teor de argila >60%), profundos, bem drenados, estrutura maciça e fertilidade natural baixa. Ocorrem em apenas 2.800 ha, o que representa 0,6% da All. A altitude média desta unidade de mapeamento é de aproximadamente 210 m de altitude.

- **LAd2 - Latossolo Amarelo Distrófico textura média e Neossolo Quartzarênico Órtico relevo plano e suave ondulado.**

Esta unidade ocorre ao centro-sul da área. O relevo é plano e suave ondulado e são formados a partir de sedimentos argilo-arenosos e arenosos do Grupo Barreiras e dos Sedimentos Aluvionares Recentes. São solos de textura média (porcentagem de argila entre 15 a 35%) e arenosos, profundos a muito profundos, fortemente e excessivamente drenados, estrutura maciça e fertilidade natural baixa. Representam 5,5% da área de estudo ou, aproximadamente, 26.700 ha. Estes solos encontram-se em média a 105 m de altitude.

- **LAd3 - Latossolo Amarelo Distrófico textura argilosa + Plintossolo Pétrico Concrecionário textura indiscriminada relevo suave ondulado e ondulado.**

O relevo dominante desta unidade de mapeamento está entre o ondulado e o suave ondulado, com declividade média de 8%. Nas partes mais dissecadas ocorrem os Plintossolos Pétricos Concrecionários que se apresentam com textura argilosa e grande quantidade de concreções, medianamente profundos e fertilidade natural baixa. A estrutura é geralmente mascarada pelas concreções. O Latossolo Amarelo, que figura como componente principal, aparece geralmente nas áreas de relevo suavemente ondulado. São solos profundos, de textura argilosa, bem drenados e fertilidade natural baixa. Esta unidade é encontrada a sul-sudeste da área sobre material da Formação Barreiras. Corresponde a 2,4% da area de estudo, ou 11.700 ha, e está em média a 48 m acima do nível do mar.

- **LAd4 - Latossolo Amarelo Distrófico textura média + Plintossolo Pétrico Concrecionário textura indiscriminada relevo suave ondulado e ondulado.**

Esta unidade encerra solos profundos e medianamente profundos, textura média e argilosa, fortemente e bem drenados, estrutura maciça e indiscriminada e fertilidade natural baixa.

Ocorrem a sudeste e sudoeste da All, na margem esquerda da desembocadura do Xingu e a noroeste da área principalmente junto aos rios Jari e Igarapé Carucarú, em relevo suave ondulado a ondulado, tendo como material de origem sedimentar argilo arenoso do Barreiras. Ocorre em aproximadamente 73.000 ha, ou 14,9% da área de estudo. A cota altimétrica média desta unidade de mapeamento é de 86 m acima do nível do mar.

- **LAd5** - Latossolo Amarelo Distrófico textura argilosa + Latossolo Amarelo Distrófico textura média + Plintossolo Pétrico Concrecionário textura indiscriminada relevo ondulado a forte ondulado com áreas suave onduladas.

Compreendem solos profundos e medianamente profundos, textura argilosa, média e argilosa com concreções, forte e excessivamente drenados, estrutura maciça e indiscriminada e fertilidade natural baixa. Esta unidade de mapeamento ocorre principalmente ao centro e sul da área. O relevo é ondulado a fortemente ondulado com áreas aplainadas e tem como material de origem sedimentos argilosos e argilo arenosos do Quaternário e Barreiras. Ocorrem em 7,5% da área, o que equivale a aproximadamente 37.000 ha. Sua cota altimétrica média é de aproximadamente 120 m acima do nível do mar.

- **LVA1** - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura argilosa + Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura média relevo suave ondulado e ondulado.

Esta unidade de mapeamento ocorre em relevo suave ondulado e ondulado, no nordeste da área junto ao rio Jari, tendo como material de origem, xistos, filitos e quartzitos. Os solos desta associação são profundos, de textura argilosa e média, bem drenados, com estrutura maciça e fertilidade natural baixa. Estão em média em uma cota altimétrica de 126 m de altitude, ocupando uma área de aproximadamente 37.000 ha, que representa 7,6% da área de estudo.

- **LVA2** - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura argilosa + Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura média + Neossolo Litólico Distrófico textura indiscriminada relevo ondulado e forte ondulado com escarpa.

Os solos componentes desta unidade de mapeamento ocorrem em co-dominância e apresentam-se profundos e rasos, de textura argilosa e média, bem e fortemente drenados, estrutura maciça e fertilidade natural baixa. Esta unidade ocorre em relevo ondulado e forte ondulado sobre folhelhos e siltito da Formação Curuá a norte e oeste da área. Ocupa

87.000 ha, ou 17,8% da área de estudo, numa posição topográfica média de aproximadamente 300 m de altitude.

- LVA_{d3} - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura argilosa + Argissolo Vermelho-Amarelo textura argilosa + Neossolo Litólico Distrófico textura indiscriminada relevo ondulado e suave ondulado.

Ocorrem nesta unidade de mapeamento solos de textura argilosa, profundos e rasos, bem e fortemente drenados, estrutura maciça em blocos subangulares e indiscriminada e fertilidade natural baixa. O relevo é ondulado e suave ondulado fortemente dissecado, e o material de origem é proveniente da decomposição de xistos e arenito grosseiro, ocorrendo a norte da área de estudo. Ocorre em aproximadamente 84.000 ha (17,2% da área de estudo), estando em média a 293 m de altitude.

- PVA_d - Argissolo Vermelho-Amarelo textura argilosa + Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico textura argilosa + Neossolo Litólico Distrófico textura indiscriminada relevo ondulado e suave ondulado.

Esta unidade de mapeamento abrange solos de textura argilosa e indiscriminada, profundos e rasos, bem drenados, estrutura em blocos subangulares e maciça e fertilidade natural baixa. Estes solos ocorrem em relevo suave ondulado a ondulado, a centro-oeste da área e são desenvolvidos sobre material proveniente da decomposição de rochas do Pré-Cambriano. Estão presentes em 9,8% da área de estudo, ou aproximadamente 48.000 ha. Encontram-se em média a 152 m de altitude.

- NV_d - Nitossolo Vermelho Distrófico textura argilosa + Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura argilosa relevo suave ondulado e ondulado.

Esta unidade de mapeamento é constituída de solos minerais, profundos e medianamente profundos, de textura argilosa, bem drenados, com horizonte B textural e de fertilidade natural média a baixa. São encontrados sobre relevo suave ondulado e ondulado e provenientes da decomposição de folhelhos e siltitos. Ocorre na margem direita do rio Jari, na área central, ocupando aproximadamente 28.000 ha (5,8% da área) e possuindo uma cota altimétrica média de 105 m de altitude.

- RLd - Neossolo Litólico Distrófico textura indiscriminada + Latossolo Amarelo Distrófico textura argilosa relevo ondulado, forte ondulado e montanhoso com áreas aplainadas.

A referida unidade de mapeamento é encontrada nas proximidades do rio Jari na região sul da área. Os solos componentes da associação são rasos e de textura indiscriminada para os Neossolos Litólicos e profundos, bem drenados, com textura argilosa para os Latossolos Amarelos, sendo ambos de fertilidade natural baixa.

Ocorrem em relevo ondulado, forte ondulado e montanhoso, notando-se a presença do Latossolo Amarelo, geralmente, em áreas de relevo mais suavizado. O material originário destes solos é proveniente de sedimentos da Formação Barreiras. Ocorrem em 31.000 ha aproximadamente, ou 6,4% da área de estudo. Estão em média a 117 m de altitude.

- GXbed - Gleissolo Háptico Tb Eutrófico e Distrófico A moderado textura argilosa + Neossolo Flúvico Tb Distrófico A moderado textura indiscriminada relevo plano.

São desenvolvidos de sedimentos do grupo Barreiras, ocorrendo junto ao rio Jari e ao igarapé Carucarú, principalmente. São solos mal ou muito mal drenados, de textura argilosa e que ficam parte do ano saturados com água. Ocupam aproximadamente 18.700 ha, o que equivale a 3,8% da área de estudo. Estão em média a 17 m de altitude.

No Quadro 8.1-39 são apresentados os valores estatísticos de altimetria, área e percentual de terras de acordo com as unidades de mapeamento de solos.

Quadro 8.1-39 - Valores estatísticos de altimetria, área e percentual em relação às unidades de mapeamento de solos

Classes de solos	Área		Altitude topográfica das unidades de solo (m)			
	Hectares	%	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
LAd1	2.810,2	0,6	67,0	257,0	210,2	27,4
LAd2	26.743,1	5,5	2,0	305,0	105,5	60,4
LAd3	11.783,1	2,4	-	177,0	48,1	28,6
LAd4	73.050,1	14,9	-	224,0	86,5	39,2
LAd5	36.863,3	7,5	-	341,0	119,3	66,6
LVAAd1	37.096,6	7,6	30,0	377,0	126,0	40,3
LVAAd2	87.257,0	17,8	18,0	621,0	298,4	123,8
LVAAd3	84.447,6	17,2	-	628,0	293,9	174,9
NVd	28.479,1	5,8	5,0	273,0	105,5	49,0
PVAd	48.120,5	9,8	29,0	407,0	152,4	50,9
RLd	31.473,6	6,4	1,0	411,0	117,0	74,5
GXbed	18.709,2	3,8	-	166,0	16,9	16,0

Fonte: Valores obtidos do modelo digital de elevação SRTM (Jarvis *et al.*, 2006).

No Quadro 8.1-40 estes valores estatísticos de altimetria são apresentados de acordo com a declividade do relevo relacionada às unidades de mapeamento de solos.

Quadro 8.1-40 - Valores estatísticos de classes de declividade em relação às unidades de mapeamento de solos

Classes de solo	Classe de declividade de terreno (% da área de cada unidade)						
	Plano	Suave ondulado	Ondulado	Forte ondulado	Montanhoso	Declividade média (%)	Desvio padrão
LAd1	48,4	18,3	13,3	19,7	0,3	10,6	12,4
LAd2	14,4	65,6	19,3	0,7	0,0	6,1	3,7
LAd3	17,1	40,9	38,7	3,3	0,0	8,0	5,6
LAd4	18,9	56,8	23,7	0,6	0,0	6,1	3,9
LAd5	8,0	25,9	44,2	21,5	0,4	13,2	9,0
LVA1	18,4	45,8	32,1	3,5	0,0	7,7	5,8
LVA2	4,2	15,0	41,8	36,5	2,4	18,3	11,3
LVA3	12,4	30,8	47,8	9,0	0,1	10,3	6,8
NVd	13,8	40,9	38,8	6,5	0,0	8,9	6,1
PVAd	6,7	24,3	52,6	16,4	0,1	12,7	7,6
RLd	6,4	17,7	42,7	32,0	1,1	16,4	10,9
GXbed	65,9	26,9	5,7	1,4	0,0	3,4	4,6

Fonte: Valores obtidos do modelo digital de elevação SRTM (Jarvis *et al.*, 2006).

8.1.13.1.2 - Legenda de Solos

- LAd1 - Latossolo Amarelo Distrófico textura muito argilosa fase floresta relevo plano.
- LAd2 - Latossolo Amarelo Distrófico textura média e Neossolo Quartzarênico Órtico relevo plano e suave ondulado.
- LAd3 - Latossolo Amarelo Distrófico textura argilosa + Plintossolo Pétrico Concrecionário textura indiscriminada relevo suave ondulado e ondulado.
- LAd4 - Latossolo Amarelo Distrófico textura argilosa + Plintossolo Pétrico Concrecionário textura indiscriminada fase floresta relevo suave ondulado e ondulado.
- LAd5 - Latossolo Amarelo Distrófico textura média + Plintossolo Pétrico Concrecionário textura indiscriminada relevo ondulado com áreas suavemente onduladas.
- LVA1 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura argilosa + Argissolo Vermelho-Amarelo textura argilosa fase floresta relevo suave ondulado e ondulado.

- LVAd2 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura argilosa + Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico textura média + Neossolo Litólico Distrófico textura indiscriminada relevo ondulado e forte ondulado com escarpa.
- LVAd3 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura argilosa + Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura média + Argissolo Vermelho-Amarelo textura argilosa + Neossolo Litólico Distrófico textura indiscriminada relevo ondulado e suave ondulado.
- PVAd - Argissolo Vermelho-Amarelo textura argilosa + Neossolo Litólico Distrófico textura indiscriminada relevo ondulado e suave ondulado.
- NVd - Nitossolo Vermelho Distrófico textura argilosa + Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura argilosa relevo suave ondulado e ondulado.
- RLd - Neossolo Litólico Distrófico textura indiscriminada + Latossolo Amarelo Distrófico textura argilosa relevo ondulado, forte ondulado e montanhoso com áreas aplainadas.
- GXbed - Gleissolo Háptico Tb Eutrófico e Distrófico A moderado textura argilosa + Neossolo Flúvico Tb Distrófico A moderado textura indiscriminada relevo plano.

8.1.13.2 - Descrição das Classes de Solo - AID e ADA

Com o intuito de realizar um prognóstico de solos da AID, baseado nas informações do relatório da AII, e gerar os mapas de erodibilidade dos solos e de aptidão agrícola das terras, foi feito um processamento das informações de altimetria e declividade em conjunto com os levantamentos de campo para indicar o tipo de solo nestas regiões.

Desta forma, considerou-se que as áreas com cotas menores que 35 m, associadas a relevo plano ou suave ondulado (de 0 a 8%), pertencem a uma região que pode estar composta por GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico (GXbd) associado à NEOSSOLO FLÚVICO Tb Distrófico (RYbd), numa unidade de mapeamento identificada como GXbd.

Regiões com cotas acima de 35 m associadas às classes de declive plano ou suave ondulado (0 a 8%) podem ser compostas por LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico textura argilosa (LVAd1).

Definiu-se que regiões com cotas altimétricas maiores que 35 m e classes de relevo diferentes de plano ou suave ondulado, ou seja, de ondulado para mais movimentado, são compostas também por LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico textura argilosa associado à NEOSSOLO LITÓLICO Tb Distrófico textura argilosa e Afloramentos de Rocha, porém com outra fase de relevo, sendo a unidade de mapeamento LVAd2.

Regiões com cotas menores que 35 m e declives mais acentuados do que as classes plano e suave ondulado foram identificadas como pertencentes à unidade de mapeamento LVAd3, composta por LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico textura argilosa associado à NEOSSOLO LITÓLICO Tb Distrófico textura argilosa e Afloramentos de Rocha.

A legenda de solos é apresentada a seguir:

- GXbd - GLEISSOLO HÁPLICO textura argilosa + NEOSSOLO FLÚVICO textura indiscriminada ambos Tb Distrófico A moderado fase relevo plano e suave ondulado.
- LVAd1 - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico textura argilosa A moderado fase relevo plano e suave ondulado.
- LVAd2 - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO textura média e argilosa + ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO textura argilosa + NEOSSOLO LITÓLICO Tb textura indiscriminada ambos Distrófico A moderado fase relevo ondulado, forte ondulado a montanhoso que ocupam áreas elevadas.
- LVAd3 - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO textura média e argilosa + ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO textura argilosa + NEOSSOLO LITÓLICO Tb textura indiscriminada ambos Distrófico A moderado fase relevo ondulado, forte ondulado a montanhoso que ocupam áreas rebaixadas.

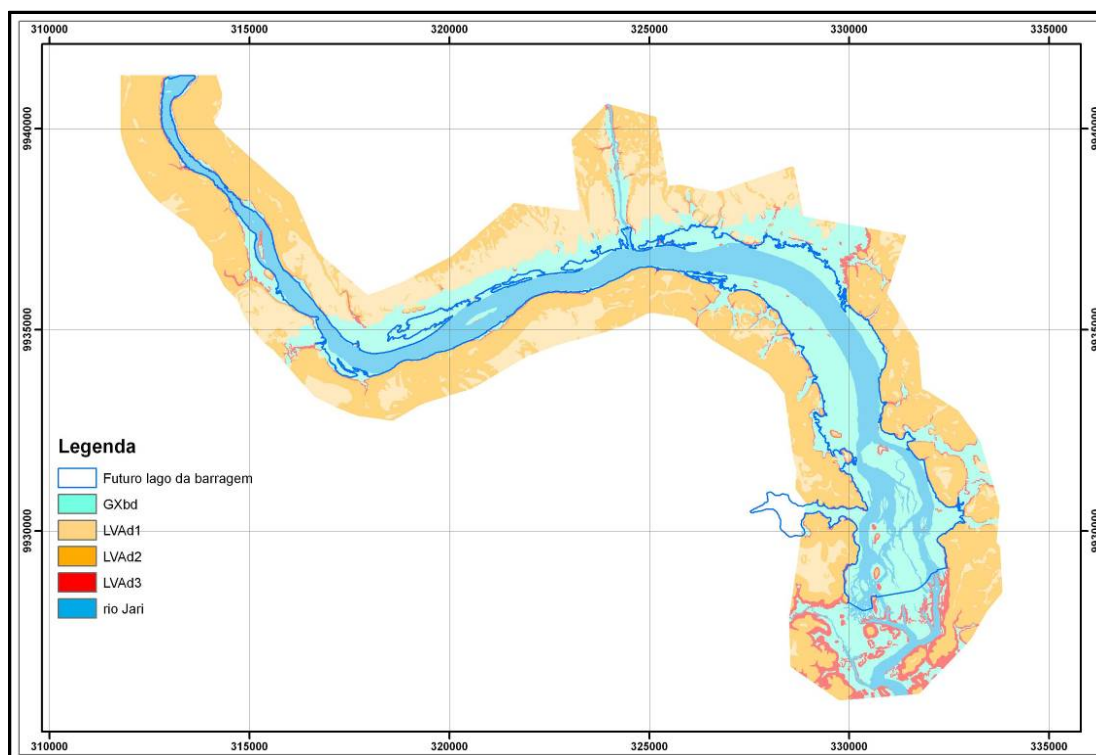


Figura 8.1-31 - Mapa Prognóstico de Classes de Solos da AID e ADA

8.1.14 - Aptidão Agrícola das Terras

A avaliação da Aptidão Agrícola das Terras aqui apresentada está baseada na metodologia desenvolvida pela SUPLAN - CNPS/EMBRAPA (Ramalho Filho & Beek, 1995), a qual recomenda que a avaliação esteja baseada em resultados de levantamentos sistemáticos, realizados com o suporte dos vários atributos ambientais associados aos solos, como clima, vegetação, uso atual das terras, geomorfologia e padrão de drenagem, dentre outros. Esta metodologia visa normatizar os estudos de Aptidão Agrícola das Terras, segundo critérios que considerem a realidade física, contexto social e econômico do país.

Os fatores que limitam a utilização agrícola da terra estão estreitamente vinculados ao nível tecnológico, onde a classificação da sua vocação agrícola deve considerar este aspecto e permitir, assim, uma avaliação realista dentro do contexto socioeconômico local.

Esse sistema consiste fundamentalmente na avaliação das condições agrícolas das terras, sintetizadas em cinco qualidades básicas, visando à identificação do uso mais intensivo possível sob diferentes tipos de manejo. Assim, com o objetivo de mostrar as alternativas de uso de uma

determinada área, as terras são classificadas em 6 (seis) grupos, em função da viabilidade de melhoramento das cinco qualidades básicas (fertilidade natural, excesso de água, deficiência de água, susceptibilidade à erosão e impedimentos à mecanização) e da intensidade de limitação que persistir após a utilização de práticas agrícolas inerentes aos sistemas de manejo A (primitivo - baixo nível tecnológico), B (pouco desenvolvido - médio nível tecnológico) e C (desenvolvido - alto nível tecnológico).

Para a obtenção da Aptidão Agrícola das Terras foram considerados três níveis de manejo, visando diagnosticar o comportamento das terras em diferentes níveis tecnológicos, indicados através das letras A, B e C, as quais podem aparecer na simbologia da classificação escritas de diferentes formas, segundo as classes de aptidão que apresentem as terras, em cada um dos níveis adotados.

O nível de manejo A (primitivo) é baseado em práticas agrícolas que refletem um baixo nível técnico-cultural; no nível de manejo B (pouco desenvolvido), as práticas agrícolas refletem um nível tecnológico médio; e o nível de manejo C (desenvolvido) é caracterizado pela aplicação intensiva de capital e de resultados de pesquisas para manejo, melhoramento e conservação das condições das terras e das lavouras.

Os seis grupos de aptidão foram desta forma subdivididos em: 1, 2 e 3, que identificam as melhores classes de aptidão das terras indicadas para lavouras; e 4, 5 e 6 que identificam tipos de utilização, pastagem plantada, silvicultura e/ou pastagem natural e preservação da flora e da fauna respectivamente, conforme demonstra o Quadro 8.1-41.

Quadro 8.1-41 - Alternativas de Utilização das Terras de acordo com os Grupos de Aptidão Agrícola

Grupo de Aptidão Agrícola		Aumento da Intensidade de Uso					
		Preservação de Flora e Fauna	Silvicultura e/ou Pastagem Natural	Pastagem Plantada	Lavouras		
					Aptidão Restrita	Aptidão Regular	Aptidão Boa
Limitações	1	x	x	X	x	x	x
	2	x	x	X	x	x	
	3	x	x	X	x		
	4	x	x	X			
	5	x	x				
	6	x					

Para atender às variações que se verificam dentro dos grupos, adotou-se a categoria de subgrupos de Aptidão Agrícola, significando o resultado conjunto da avaliação da classe de aptidão relacionada com o nível de manejo e indicando o tipo de utilização das terras.

A simbologia adotada tem como objetivo precípuo permitir a apresentação, em um só mapeamento, da classificação da aptidão agrícola das terras para diversos tipos de utilização, sob três níveis de manejo. Nessa representação são utilizados, em conjunto, números e letras. No exemplo: 1(a)bC, o algarismo 1, indica a melhor classe de aptidão dos componentes do subgrupo, uma vez que as terras pertencem à classe de aptidão boa, no nível de manejo C (grupo 1), classe de aptidão regular, no nível de manejo B (grupo 2) e classe de aptidão restrita, no nível de manejo A (grupo 3).

Os algarismos de 1 a 6, como anteriormente mencionado, referem-se aos grupos de aptidão agrícola e indicam o tipo de utilização mais intensivo permitido, tal como apresentado a seguir.

- 1 a 3: terras indicadas para lavouras;
- 4: terras indicadas para pastagem plantada;
- 5: terras indicadas para silvicultura e/ou pastagem natural;
- 6: terras indicadas para preservação da flora e da fauna.

As letras que acompanham os algarismos são indicativas das classes de aptidão, de acordo com os níveis de manejo, e dos diferentes tipos de utilização. As letras A, B e C referem-se à lavoura, P à pastagem plantada, S à silvicultura e N à pastagem natural. Podem aparecer nos subgrupos em maiúsculas, minúsculas ou minúsculas entre parênteses, representando, respectivamente, a classe de aptidão boa, regular ou restrita para o tipo de utilização considerado, conforme Quadro 8.1-42.

Ao contrário das demais, a classe inapta não é representada por símbolos, sua indicação é feita pela ausência das letras no tipo de utilização considerado, o que indica, na simbolização do subgrupo, não haver aptidão agrícola para usos mais intensivos. Essa situação não exclui, necessariamente, o uso da terra com um tipo de utilização menos intensivo.

Quadro 8.1-42 - Aptidão Agrícola das Terras (Simbologia)

Classe de Aptidão Agrícola	Tipo de Utilização					
	Lavouras			Pastagem Plantada	Silvicultura	Pastagem Natural
	Nível de Manejo			Nível de Manejo	Nível de Manejo	Nível de Manejo
	A	B	C	B	B	A
Boa	A	B	C	P	S	N
Regular	a	b	c	p	s	n
Restrita	(a)	(b)	(c)	(p)	(s)	(n)
Inapta	-	-	-	-	-	-

Além da simbologia da classificação referente aos grupos, subgrupos e classes de aptidão, de acordo com os níveis de manejo definidos, considera-se também, para o caso de unidades de mapeamento formadas por associação de solos, a possibilidade de ocorrência de outros componentes, ainda que em menor proporção, com aptidão superior ou inferior à do dominante.

As terras consideradas inaptas para lavouras têm suas possibilidades analisadas para usos menos intensivos (pastagem plantada, silvicultura ou pastagem natural).

Para a análise das condições agrícolas das terras, toma-se hipoteticamente como referência um solo que não apresente problemas de fertilidade, deficiência de água e oxigênio, não seja suscetível à erosão e nem ofereça impedimentos à mecanização, os cinco fatores considerados para avaliar as condições agrícolas das terras.

Como normalmente as condições dos solos em análise fogem a um ou vários desses aspectos, estabeleceram-se cinco graus de limitação: Nulo (N), Ligeiro (L), Moderado (M), Forte (F) e Muito Forte (MF), além dos graus intermediários, N/L, L/M e M/F.

8.1.14.1 - Avaliação das Classes de Aptidão Agrícola das Terras

a) Área de Influência Indireta (AII)

A avaliação das classes, grupos e subgrupos de aptidão agrícola das terras é feita através do estudo comparativo entre os graus de limitação atribuídos às terras e os estipulados no Quadro 8.1-43, Quadro-guia a seguir, elaborado para atender às regiões de clima tropical-úmido.

No referido Quadro-guia, constam os graus de limitação máximos que as terras podem apresentar, com relação aos cinco fatores, para pertencerem a cada uma das categorias de classificação da aptidão agrícola das terras.

Assim, a classe de aptidão agrícola das terras, de acordo com os diferentes níveis de manejo, é obtida em função do grau limitativo mais forte, referente a qualquer um dos fatores que influenciam a sua utilização agrícola.

A Figura 8.1-29 contém a avaliação da Aptidão Agrícola das Terras, bem como as principais limitações ao uso agrícola das unidades de mapeamento de solos, que se encontram espacializadas no Mapa 2324-00-EIA-DE-3001 - Aptidão Agrícola (ADA) e Mapa 2324-00-EIA-DE-3002 - Aptidão Agrícola (AII) das terras da bacia de contribuição da UHE Santo Antônio do Jari.

Quadro 8.1-43 - Quadro-guia de avaliação da aptidão agrícola das terras região de clima tropical-úmido

Aptidão Agrícola			Graus de limitação das condições agrícolas das terras - níveis de manejo A, B e C															Tipo de Utilização Indicada
Grupo	Subgrupo	Classe	Deficiência de Fertilidade			Deficiência de Água			Excesso de Água			Susceptibilidade à Erosão			Impedimentos à Mecanização			
			A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	
1	1ABC	Boa	N/L	<u>N/L₁</u>	N ₂	L/M	L/M	L/M	L	<u>L₁</u>	<u>N/L₁</u>	L/M	<u>N/L₁</u>	<u>N₂</u>	M	L	N	Lavouras
2	2abc	Regular	L/M	<u>L₁</u>	<u>L₂</u>	M	M	M	M	<u>L/M₁</u>	<u>L₂</u>	M	<u>L/M₁</u>	<u>N₂/L₂</u>	M/F	M	L	Lavouras
3	3(abc)	Restrita	M/F	<u>M₁</u>	<u>L₂/M₂</u>	M/F	M/F	M/F	M/F	<u>M₁</u>	<u>L₂/M₂</u>	F*	<u>M₁</u>	<u>L₂</u>	F	M/F	M	Lavouras
4	4P	Boa		<u>M₁</u>			M			<u>F₁</u>			<u>M/F₁</u>			M/F		Pastagem
	4p	Regular		<u>M₁/F₁</u>			M/F			<u>F₁</u>			<u>F₁</u>			F		Plantada
	4(p)	Restrita		<u>F₁</u>			F			<u>F₁</u>			MF			F		
5	5S	Boa		<u>M/F₁</u>			M			<u>L₁</u>			<u>F₁</u>			M/F		Silvicultura e / ou Pastagem natural
	5s	Regular		<u>F₁</u>			M/F			<u>L₁</u>			<u>F₁</u>			F		
	5(s)	Restrita		MF			F			<u>L/M₁</u>			MF			F		
	5N	Boa	M/F			M/F			M/F			F			MF			
	5n	Regular	F			F			F			F			MF			
5(n)	Restrita	MF			MF			F			F			MF				
6	6	Sem aptidão agrícola	-			-			-			-			-			Preservação da flora e da fauna

NOTAS:

Os algarismos sublinhados correspondem aos níveis de viabilidade de melhoramento das condições agrícolas das terras. * No caso de grau forte por susceptibilidade à erosão, o grau de limitação por deficiência de fertilidade não deve ser maior do que ligeiro a moderado para a classe restrita - 3(a). A ausência de algarismos sublinhados acompanhando a letra representativa do grau de limitação indica não haver possibilidade de melhoramento naquele nível de manejo. Graus de limitação: (N) Nulo; (L) Ligeiro; (M) Moderado; (F) Forte; (MF) Muito Forte; (I) Intermediário; (____) traço contínuo sob o símbolo da unidade, indica haver na associação componente com Aptidão superior àquela indicada; (-----) traço interrompido sob o símbolo da unidade, indica haver na associação componente com Aptidão inferior àquela indicada.

Quadro 8.1-44 - Avaliação da aptidão agrícola das terras e as principais limitações da AII da UHE Santo Antônio do Jari

Unid mapa	Unidades Taxonômicas	Deficiência de Fertilidade			Deficiência de Água			Excesso de Água			Suscetibilidade à Erosão			Impedim. à Mecanização			Aptidão Agrícola
		A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	
LAd1	Latossolo Amarelo Distrófico textura muito Argilosa fase floresta relevo plano.	M	L/M1	L2	L	L	L	L	L	L	N	N	N	N	N	L	2(ab)c
LAd2	Latossolo Amarelo Distrófico textura argilosa fase floresta relevo suave ondulado e ondulado.	M	L/M1	L2	L	L	L	N	N	N	M	L/M1	L2	N	L	L/M	2(ab)c
	Neossolo Quartzarênico Órtico fase floresta relevo plano e suave ondulado.	F	M1	L/M2	F	F	F	N	N	N	M	L/M1	L/M1	N	N	L	4(p)
LAd3	Latossolo Amarelo Distrófico textura média fase floresta relevo suave ondulado e ondulado.	M/F	L/M1	L2	M	M	M	N	N	N	L	N1	N1	N	N	L	3(abc)
	Plintossolo Pétrico Concrecionário textura indiscriminada fase floresta relevo suave ondulado e ondulado.	F	M/F1	M2	M	M	M	N	N	N	F	M1	L2	M/F	M/F	F	4p
LAd4	Latossolo Amarelo Distrófico textura argilosa fase floresta relevo suave ondulado e ondulado.	M/F	M1	L2	L	L	L	N	N	N	F	M/F1	M2	M	M	M/F	3(ab)
	Plintossolo Pétrico Concrecionário textura indiscriminada fase floresta relevo suave ondulado e ondulado.	F	M/F1	M2	M	M	M	N	N	N	M	L/M1	L2	M/F	M/F	F	4p
LAd5	Latossolo Amarelo Distrófico textura média fase floresta relevo ondulado a forte ondulado com áreas suave onduladas.	M/F	L/M1	L2	M	M	M	N	N	N	M	L/M1	L2	L/M	L/M	M	3(abc)
	Latossolo Amarelo Distrófico textura média fase floresta relevo ondulado a forte ondulado com áreas suave onduladas.	M/F	L/M1	L2	M	M	M	N	N	N	F	M/F1	L/M2	M	M	M/F	4P
	Plintossolo Pétrico Concrecionário textura indiscriminada fase floresta relevo ondulado a forte ondulado com áreas suave onduladas.	F	M/F1	M2	M	M	M	N	N	N	F	M/F1	L/M2	F	F	MF	4p
LVAd1	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura argilosa fase floresta relevo suave ondulado e ondulado.	M	L/M1	L2	L	L	L	N	N	N	F	M/F1	L/M2	M	M	M/F	3(a)
	Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico textura média fase floresta relevo suave ondulado e ondulado.	M/F	L/M1	L2	M	M	M	N	N	N	M	L/M1	L2	L/M	L/M	M	3(abc)
LVAd2	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura argilosa fase floresta relevo ondulado e forte ondulado com escarpa.	M	L/M1	L2	L	L	L	N	N	N	M	L/M1	L2	N	L	L/M	2(ab)c
	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura média fase floresta relevo ondulado e forte ondulado com escarpa.	F	M1	L/M2	M	M	M	N	N	N	F	M/F1	M2	M	M	F	4p
	Neossolo Litólico Distrófico textura indiscriminada fase floresta relevo ondulado e forte ondulado com escarpa.	MF	MF	MF	MF	MF	MF	N	N	N	MF	MF	MF	MF	MF	MF	6

Unid mapa	Unidades Taxonômicas	Deficiência de Fertilidade			Deficiência de Água			Excesso de Água			Suscetibilidade à Erosão			Impedim. à Mecanização			Aptidão Agrícola
		A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	
LVAd3	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura argilosa fase floresta relevo ondulado e suave ondulado.	M/F	L/M1	L2	L	L	L	N	N	N	M/F	M1	L/M2	M	M	F	3(ab)
	Argissolo Vermelho-Amarelo textura argilosa fase floresta relevo ondulado e suave ondulado.	M	L/M1	L2	L	L	L	N	N	N	MF	F/MF	F2	M	M	F	4P
	Neossolo Litólico Distrófico textura indiscriminada fase floresta relevo ondulado e forte ondulado.	MF	MF	MF	MF	MF	MF	N	N	N	MF	MF	MF	MF	MF	MF	6
PVAd	Argissolo Vermelho-Amarelo textura argilosa fase floresta relevo ondulado e suave ondulado.	M	L/M1	L2	L	L	L	N	N	N	F/MF	F1	M/F2	M	M	F	4(p)
	Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura argilosa fase floresta relevo ondulado e suave ondulado.	M	L/M1	L2	L	L	L	N	N	N	F/MF	F1	M/F2	M	M	F	3(ab)
	Neossolo Litólico Distrófico textura indiscriminada fase floresta relevo ondulado e suave ondulado.	MF	MF	MF	MF	MF	MF	N	N	N	MF	MF	MF	MF	MF	MF	6
NVd	Nitossolo Vermelho Distrófico textura argilosa fase floresta relevo suave ondulado e ondulado.	L	N/L1	N2	N	N	N	N	N	N	M	L/M1	L2	N	N	L	2abc
	Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico textura argilosa fase floresta relevo suave ondulado e ondulado.	M	L/M1	L2	L	L	L	N	N	N	F	M/F1	M2	N	N	L	3(abc)
RLd	Neossolo Litólico Distrófico textura indiscriminada fase floresta relevo forte ondulado e montanhoso com áreas aplainadas.	MF	MF	MF	MF	MF	MF	N	N	N	MF	MF	MF	MF	MF	MF	6
	Latossolo Amarelo Distrófico textura argilosa fase floresta relevo forte ondulado e montanhoso com áreas aplainadas.	M	L/M1	L2	L	L	L	N	N	N	MF	MF	MF	MF	MF	MF	6
GXbed	Gleissolo Háptico Tb Eutrófico e Distrófico A moderado textura argilosa relevo plano.	M	L	N	N	N	N	F	F	F	N	N	N	N	M	M	4p

Fonte: Reclasseificação a partir do RADAM Folha SA-22 Belém (Brasil, 1974) e NA/NB-22 Macapá (Brasil, 1974).

A Aptidão Agrícola das Terras dominante na Bacia, como visto no Quadro 8.1-44, é a classe 3(ab), isto é, restrita para culturas nos níveis de manejo A e B e inapta no nível de manejo C, ocupando aproximadamente 35% da área de estudo, ou 174.000 ha. Em seguida aparece a classe de aptidão 3(abc), isto é, terras com aptidão restrita para lavouras nos níveis de manejo A, B e C, com 22% ou aproximadamente 111.000 ha.

As terras com aptidão regular para pastagem plantada - 4p - ocupam o terceiro lugar em ordem decrescente de área, com aproximadamente 70.000 ha, o que equivale a 14% da AII. Compondo aproximadamente 40.000ha, ou 8,5% da AII, as terras com aptidão regular para lavouras no nível de manejo C e restrita nos níveis A e B - 2(ab)c - ocupam o quarto lugar em ordem decrescente de área.

As terras com aptidão restrita para lavouras nos nível de manejo A e inapta nos níveis B e C - 3(a) - ocupam 38.000 ha (7,8%) da área de estudo. As classes de menor área são a - 6 - (Terras sem aptidão para uso agrícola) e a - 2abc - que ocupam 34.000 e 28.000 ha aproximadamente, respectivamente.

No Quadro 8.1-45, é apresentada a relação de área e percentual das classes de aptidão agrícola das terras na AII da UHE Santo Antônio do Jari.

Quadro 8.1-45 - Relação de área e percentual das classes de aptidão agrícola da AII

Classe de aptidão agrícola	Área	
	Hectares	%
2(ab)c	39.675	8,0
2abc	28.354	5,7
3(a)	38.728	7,8
3(ab)	173.968	35,1
3(abc)	111.180	22,4
4p	69.962	14,1
6	33.923	6,8

A seguir são apresentadas as classes de Aptidão Agrícola das Terras referentes à bacia estudada.

- 2abc - Terras com aptidão REGULAR para lavouras nos níveis de manejo A, B e C;
- 2(ab)c - Terras com aptidão REGULAR para lavouras no nível de manejo C e RESTRITA nos níveis A e B;

- 3(abc) - Terras com aptidão RESTRITA para lavouras nos níveis de manejo A, B e C;
- 3(ab) - Terras com aptidão RESTRITA para lavouras nos níveis de manejo A e B e INAPTA no nível C;
- 3(a) - Terras com aptidão RESTRITA para lavouras nos nível de manejo A e INAPTA nos níveis B e C;
- 4p - Terras com aptidão REGULAR para pastagem plantada;
- 6 - Terras sem aptidão para uso agrícola.

a) Área de Influência Direta (AID) e Área Diretamente Afetada (ADA)

A aptidão agrícola da área é, em sua maioria, de terras indicadas para lavouras, nos grupos de aptidão 2 e 3, e terras indicadas para preservação, grupo 6, perfazendo 64% da área, com aptidão REGULAR para lavouras no nível de manejo C e RESTRITA nos níveis A e B - 2(ab)c - em 20% da área, e aptidão RESTRITA para lavouras nos nível de manejo A e INAPTA nos níveis B e C, associado a terras indicadas para preservação - 3(a) + 6 - com 44%.

As terras com aptidão REGULAR para pastagem plantada, associadas a terras indicadas para preservação, classe 4p + 6 perfazem 36% da área de estudo.

A legenda de aptidão agrícola das AID e ADA fica da forma apresentada no Quadro 8.1-46.

Quadro 8.1-46 - Legenda de aptidão agrícola da AID e da ADA.

Legenda	Descrição
2(ab)c	Terras com aptidão REGULAR para lavouras no nível de manejo C e RESTRITA nos níveis A e B.
3(a) + 6	Terras com aptidão RESTRITA para lavouras nos nível de manejo A e INAPTA nos níveis B e C associadas a terras indicadas para preservação.
4p + 6	Terras com aptidão REGULAR para pastagem plantada associadas a terras indicadas para preservação.

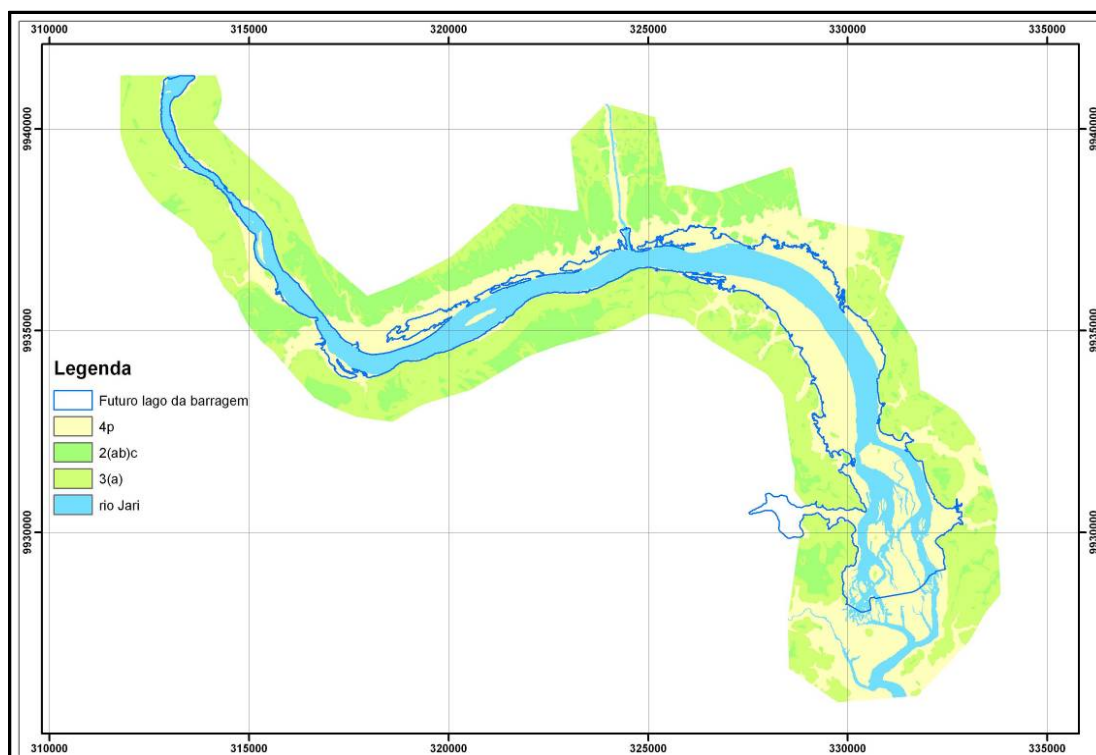


Figura 8.1-32 - Mapa de aptidão agrícola das terras da AID e da ADA

8.1.15 - Erodibilidade dos Solos

Para a avaliação da erodibilidade dos solos foram considerados os graus de limitação quanto à suscetibilidade à erosão atribuída às unidades taxonômicas, para o nível de manejo A, de menor grau de interferência nos solos, da avaliação da aptidão agrícola das terras.

Este item trata da maior ou menor resistência dos solos à ação dos agentes da erosão e pretende estabelecer a hierarquização dos diversos solos da bacia no que se refere a esta característica, cuja espacialização pode ser observada no Mapa 2324-00-EIA-DE-2014.

Sabe-se que em condições de igualdade dos vários fatores ambientais condicionantes da erosão, tais como relevo, características das chuvas, cobertura vegetal, e características de manejo e uso da terra, persistem diferenças significativas na quantidade de terra perdida por erosão, que são atribuídas às diferenças intrínsecas dos diversos tipos de solos, e que tem a denominação de erodibilidade.

Para a determinação dos referidos graus de suscetibilidade de cada uma das áreas delimitadas no mapa de solos, são considerados como fatores determinantes na velocidade e atuação dos processos erosivos:

- volume d'água que atinge o terreno e sua distribuição no tempo e espaço;
- sazonalidade das precipitações pluviométricas;
- chuvas intensas - a análise das chuvas intensas é extremamente importante, pois são elas as causadoras dos maiores efeitos erosivos sobre as terras;
- cobertura vegetal - o tipo de cobertura vegetal determina a maior ou menor proteção contra o impacto e a remoção das partículas de solo pela água;
- características de solos - espessura do solum (compreende os horizontes A e B), transição entre horizontes (gradiente textural), tipo de argila, textura, estrutura, camadas orgânicas, camadas adensadas em subsuperfície, pedregosidade superficial e subsuperficial, presença de calhaus e matacões, drenagem interna, permeabilidade, entre as mais importantes;
- lençol freático - a profundidade do lençol freático nos solos é fator decisivo, por exemplo, para o desenvolvimento de voçorocas;
- topografia - maiores declividades determinam maiores velocidades de escoamento das águas, aumentando sua capacidade erosiva. O comprimento da pendente é diretamente proporcional ao tempo de escoamento. Se os declives são acentuados, quanto maior a vertente, maior é a erosão;
- uso e manejo do solo - a indução ou a redução da erosão depende do tipo de cultura e do manejo de solos adotado; a adoção de práticas conservacionistas, como cultivos em curvas de nível, terraceamento, plantio direto, culturas em contorno e outras recomendadas para cada região, reduz consideravelmente os efeitos dos processos erosivos.

De forma semelhante à aptidão, a erodibilidade atribuída às unidades de mapeamento também consideram a classe do principal componente da associação de solos, sublinhada de acordo com a classe do(s) componente(s) secundário(s).

No Quadro 8.1-47 estão relacionadas às unidades de mapeamento, sua composição em classes de solos, classes de aptidão agrícola e de erodibilidade.

Quadro 8.1-47 - Caracterização das Unidades de Mapeamento de acordo com a aptidão agrícola das terras e a erodibilidade dos solos dominantes da Bacia

Unidades de Mapeamento de Solos	Aptidão Agrícola das Terras	Erodibilidade dos Solos
LAd1	2(ab)c	Nula
LAd2	2(ab)c	Moderada
LAd3	3(ab)c	Ligeira
LAd4	3(ab)	Forte
LAd5	3(ab)c	Moderada
LVA1	3 (a)	Forte
LVA2	2(ab)c	Moderada
LVA3	3 (ab)	Moderada/Forte
PVAd	4(p)	Forte/Muito Forte
NVd	2abc	Moderada
RLd	6	Muito Forte
GXbed	4p	Nula

Fonte: Reclassificação a partir do RADAM Folha SA-22 Belém e NA/NB-22 Macapá (Brasil, 1974a).

No Quadro 8.1-48 são apresentados os resultados referentes à área ocupada na AII da UHE Santo Antônio do Jari, pelas diferentes classes de erodibilidade dos solos.

Quadro 8.1-48 - Resultados do cálculo de área em hectares e percentual para as classes de erodibilidade dos solos da AII

Classe de erodibilidade	Área	
	Hectares	%
Forte	50.503	10,2
Forte/Muito Forte	87.017	17,6
Ligeira	26.622	5,4
Moderada	140.812	28,4
Moderada/Forte	86.951	17,5
Muito Forte	84.859	17,1
Nula	19.026	3,8

Fonte: Reclassificação a partir do RADAM Folha SA-22 Belém e NA/NB-22 Macapá (Brasil, 1974a).

Na área da bacia do rio Jari, pertencente à AII da UHE Santo Antônio do Jari, dominam os Latossolos Vermelho-Amarelos e Latossolos Amarelos, que apresentam classes de erodibilidade

variando de Ligeira a Muito Forte, estando associado principalmente ao compartimento de relevo em que se encontram inseridos.

As terras com erodibilidade Moderada ocupam a maior extensão, perfazendo 140.812 ha da área de estudo, equivalente a 28,4% da área total. Em seguida estão as terras com erodibilidade Forte/Muito Forte, Moderada/Forte e Muito Forte que, em ordem decrescente nesta sequência ocupam respectivamente 17,6%, 17,5% e 17,1% da área total da All, ocupando 258.827 ha de terras.

Em quinta posição, em termos de área total, aparece a classe de erodibilidade Forte, ocupando 10,2% ou 50.503 ha, aproximadamente, da All. As classes de erodibilidade Ligeira e Nula somadas ocupam 9,2% da All, equivalendo a aproximadamente 26.622 e 19.026 ha, respectivamente.

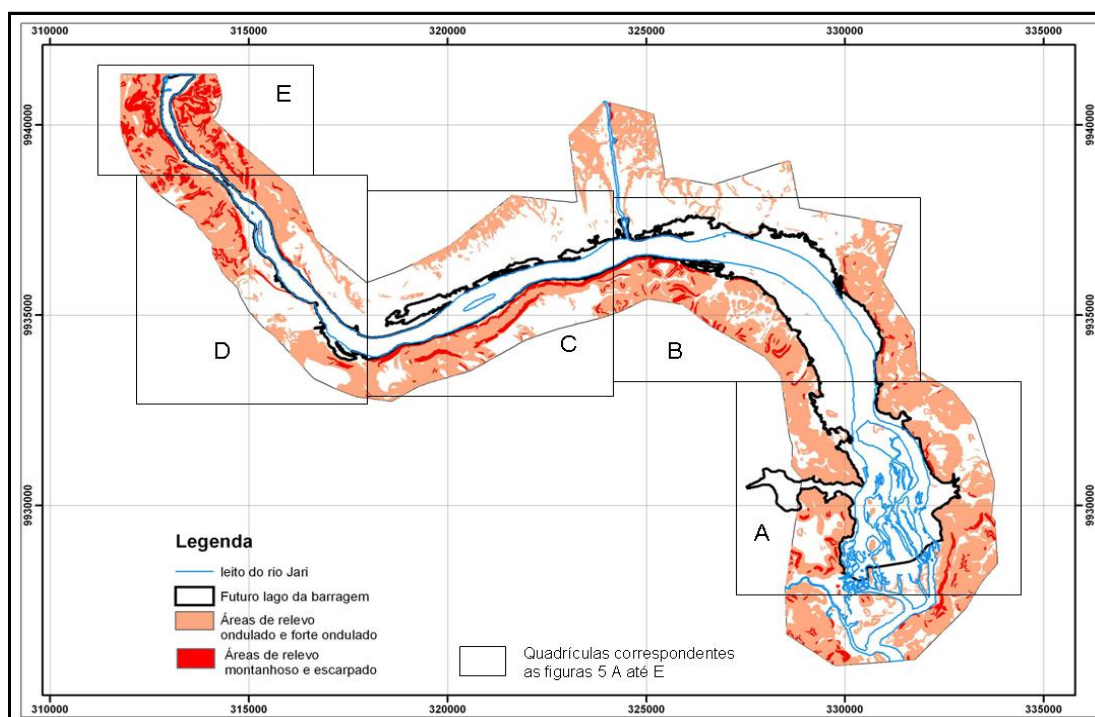


Figura 8.1-33-1 - Margem direita e esquerda, próxima de onde será construída a barragem. Existem pontos/áreas sujeitas a um maior risco relativo de ocorrer erosão ou solapamento

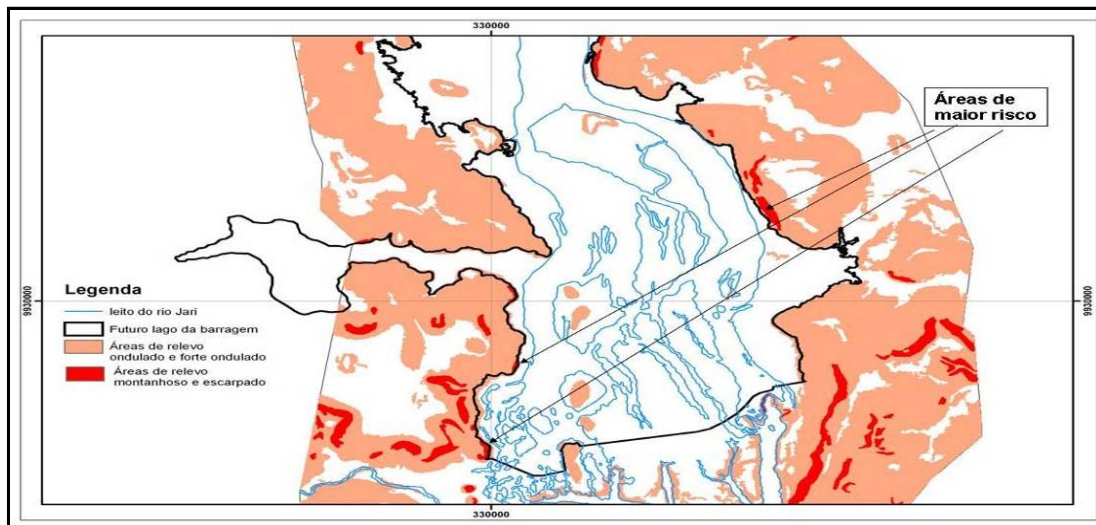


Figura 8.1-33-2 - Principalmente na margem direita, existem áreas com relevo montanhoso que podem sofrer impactos advindos do enchimento da barragem.

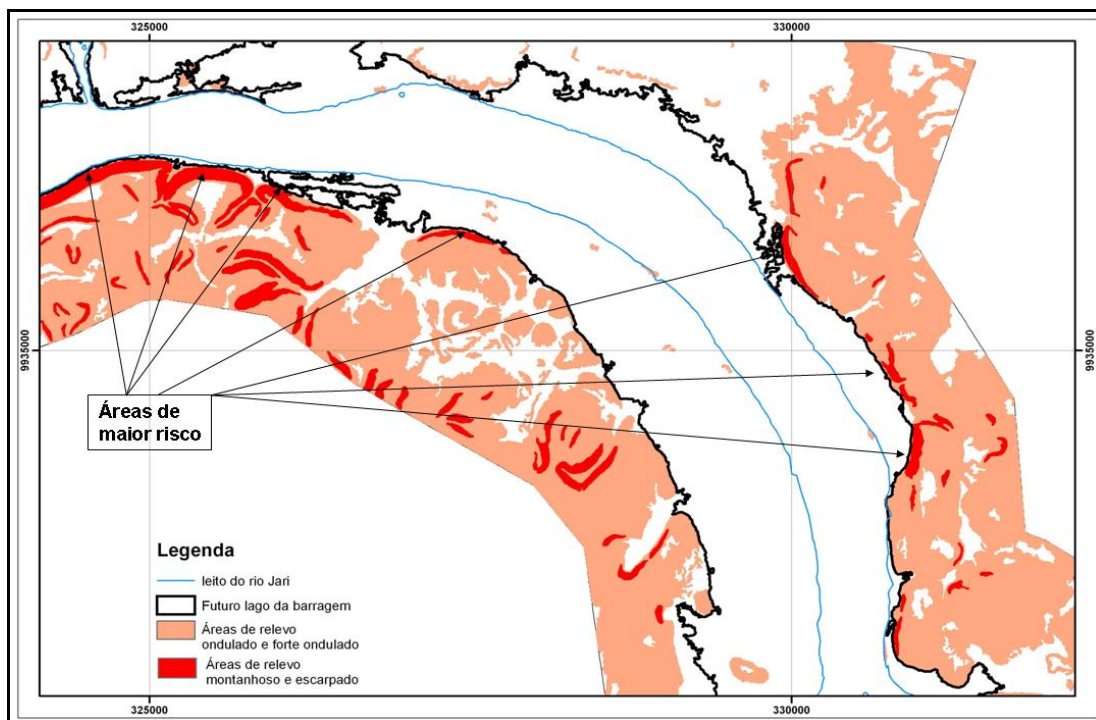


Figura 8.1-33-3 - Representa a continuação da parte A, e mostra as áreas de maior risco sempre na margem direita do rio Jari

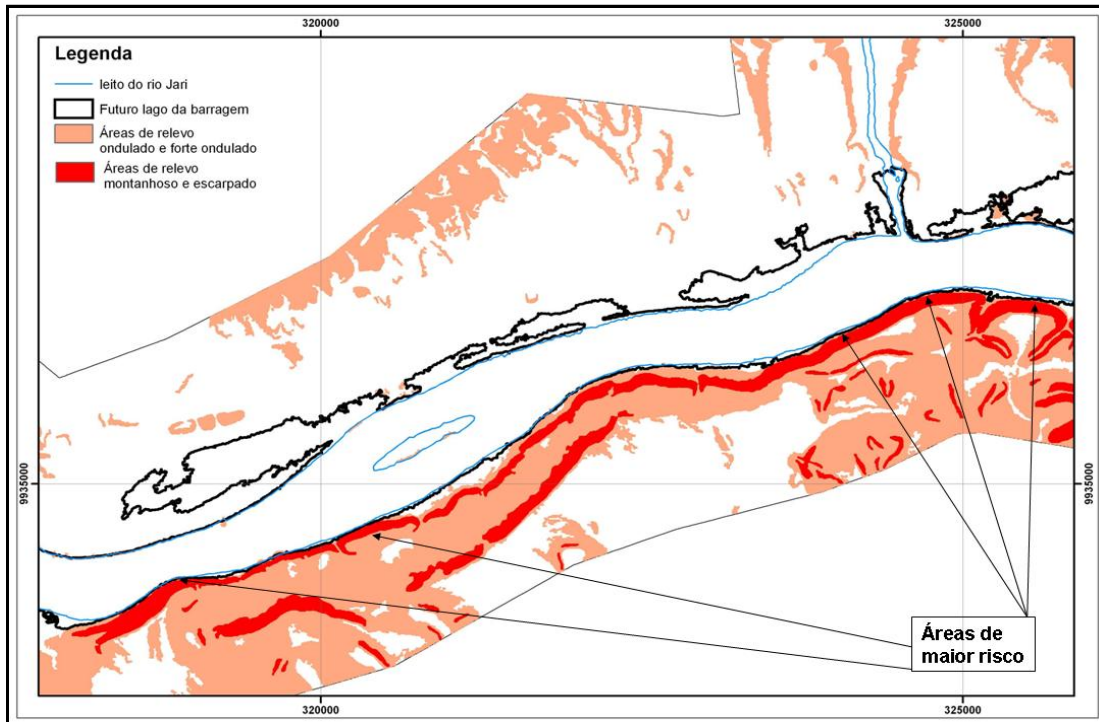


Figura 8.1-33-4 - Neste trecho, apenas alguns pontos são identificados como de maior risco de ocorrência de processos erosivos.

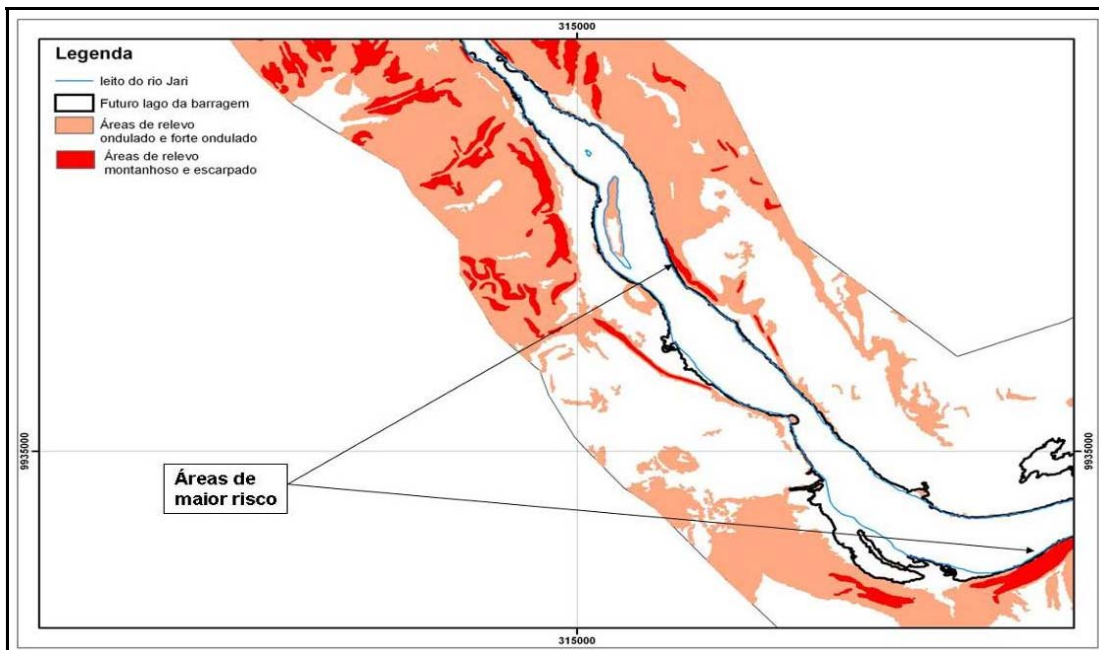


Figura 8.1-33-5 - É a região final da área de inundação, que pouco extravasa do leito do rio, entretanto, áreas de relevo mais movimentado ocorrem próximas ou mesmo contíguas ao limite da área de inundação, indicando possibilidade maior de ocorrência de processos erosivos.

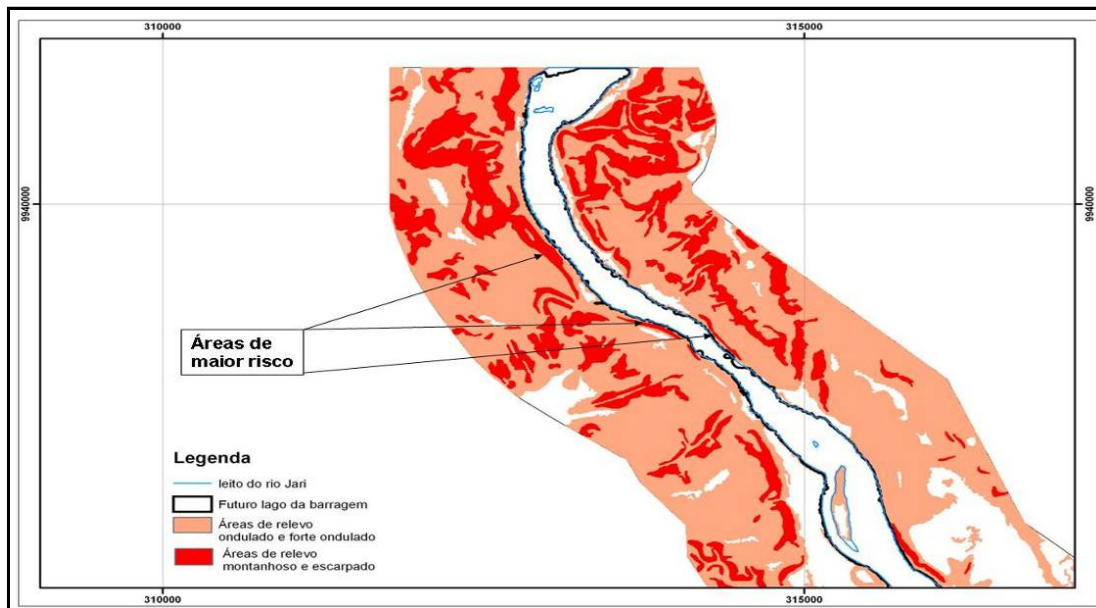
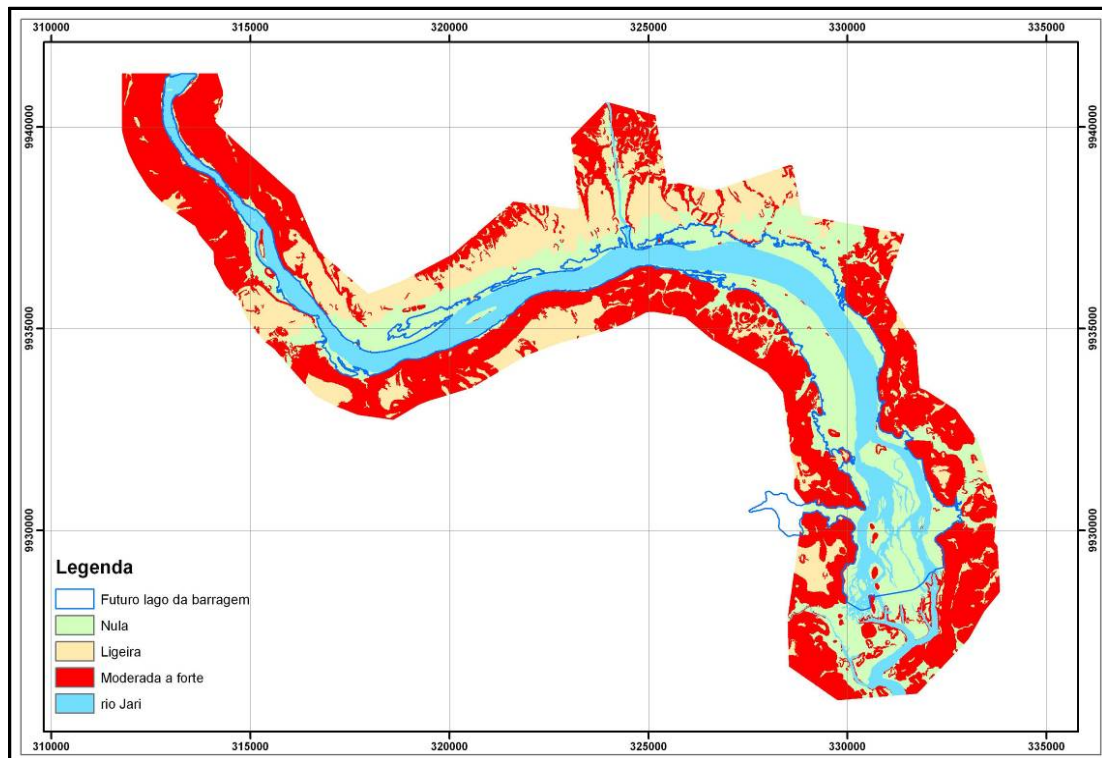


Figura 8.1-33-6 - É a região do remanso do reservatório, entretanto, áreas de relevo mais movimentado ocorrem próximas ou mesmo contíguas ao limite da área de inundação, indicando possibilidade maior de ocorrência de processos erosivos.

Foi observado que a maior parte da área diretamente afetada é composta pela unidade de mapeamento GXbd, onde o impacto será pequeno, pois se trata de solo mal drenado que fica boa parte do ano inundado. Entretanto, a unidade LVAd3, apesar de pouco expressiva em área, é de maior risco de erosão na área diretamente afetada e na área de influência direta, principalmente quando está situada nas bordas declivosas da futura represa, apontadas na Figura 8.1-33-1 até a Figura 8.1-33-6.

Na Figura 8.1-34 é apresentada a representação total da erodibilidade dos solos.

**Legenda:**

Nula (N) - Solos com Suscetibilidade à erosão Nula. Ligeira (L) - Solos com Suscetibilidade à erosão Ligeira. Moderada (M) - Solos com Suscetibilidade à erosão Moderada. Moderada/Forte (M/F) - Solos com Suscetibilidade à erosão Moderada/Forte. Forte (F) - Solos com Suscetibilidade à erosão Forte. Forte/Muito Forte (F/MF) - Solos com Suscetibilidade à erosão Forte/Muito Forte.

Figura 8.1-34 - Mapa de erodibilidade dos solos da AID e da ADA.

Em termos de erodibilidade dos solos, 51% da área de estudo estão contidos na classe de moderada a muito forte, 20% na classe ligeira e 29% na classe nula. A maior parte da área está na classe de erodibilidade moderada a muito forte, e os maiores riscos estão nas bordas da futura represa, como já comentado.

Considerações Finais

Na bacia do rio Jari, em área pertencente à AII da UHE Santo Antônio do Jari, dominam os Latossolos Vermelho-Amarelos e Latossolos Amarelos, ocupando aproximadamente 73% da área total. Estes solos apresentam de Ligeira a Muito Forte suscetibilidade à erosão, principalmente associado à compartimentação de relevo relacionada às unidades de mapeamento de solos.

A aptidão agrícola das terras na AII é composta principalmente pelo Grupo 3, com aptidão no máximo restrita para lavouras, que soma 323.000 ha, equivalendo a aproximadamente 65% da

área total. Em segundo e terceiro lugares em ordem decrescente, aparecem as terras pertencentes aos Grupos 4 e 2 de aptidão agrícola, que perfazem 70.000 ha cada uma delas.

Em relação à erodibilidade dos solos da All, a maior parte de suas terras é classificada como solos com suscetibilidade à erosão Moderada, que perfazem 140.812 ha, ou 28% aproximadamente. Em segundo lugar, em termos de ocorrência, encontram-se os solos com suscetibilidade à erosão Forte/Muito Forte, com aproximadamente 17,6% da área total, muito semelhante à quantidade de área ocupada por solos com suscetibilidade à erosão Moderada/Forte e Muito Forte.

Em se considerando os solos com classe de erodibilidade igual ou maior que Forte, ou seja, classes F, F/MF e MF, concluímos que representam 44,9% da All, fato muito preocupante, já que este elevado potencial erosivo, apresentados pelos solos que compõem a área estudada, impossibilita em parte as atividades agrícolas da região, bem como também impede que ocorra a expansão urbana para tais localidades onde estejam assentados estes solos.

O Quadro 8.1-49, a seguir, mostra o arranjo entre as unidades de mapeamento encontradas na AID e suas características de erodibilidade e aptidão agrícola. A Figura 8.1-35 apresenta o prognóstico das classes de solo que ocorrem na AID.

Quadro 8.1-49 - Componentes, declividade, área e porcentagem, erodibilidade e aptidão agrícola das unidades de mapeamento definidas para a AID

Unidade de mapeamento	Componentes	Cota altimétrica	declividade	Área (ha)	%	erodibilidade	Aptidão agrícola
GXbd	GXbd	< 35	0 a 8%	2.796	29	Nula	4p
	RYbd	< 35	0 a 8%			Nula	4p
LVAd1	LVAd	> 35	0 a 8%	1.931	20	Ligeira	2(ab)c
LVAd2	LVAd + PVAd + RLd	> 35	> 8%	4.180	44	Moderada a muito forte	3(a)
LVAd3	LVAd + PVAd + RLd	< 35	> 8%	622	7	Moderada a muito forte	4p

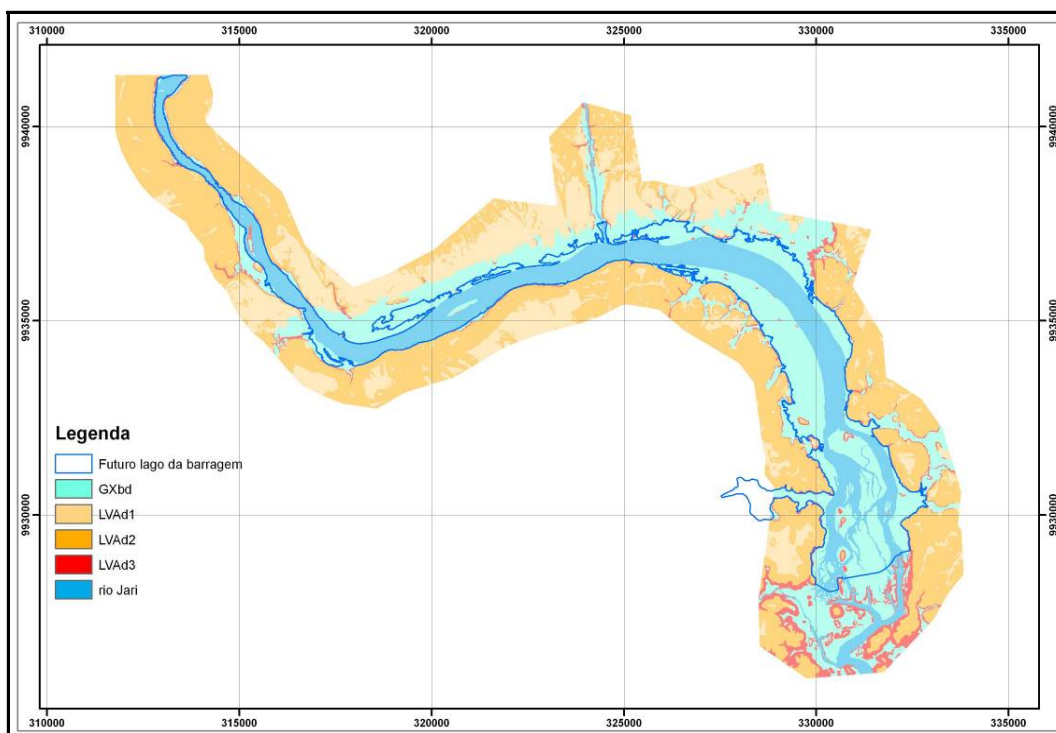


Figura 8.1-35 - Mapa prognóstico de classes de solos da AID e ADA

Conclusões

Após a caracterização e análise integrada dos dados referentes às áreas de influência direta e diretamente afetada, AID e ADA respectivamente, conclui-se que:

- trata-se de área de 2,2 a 295 metros acima do nível do mar, sendo que mais de 50% da área encontra-se em níveis inferiores a 50 m;
- o relevo predominante é aquele compreendido entre 3 e 8% de declive (suave ondulado), com 22,4% da área de estudo;
- as classes de relevo montanhoso e escarpado (> 45% de declive) representam as áreas com maior vulnerabilidade ambiental, sujeitas a risco de erosão, principalmente aquelas próximas a margem da futura represa;
- a principal classe de solo da área de estudo é o LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico, com diferenciações em termos de fase de relevo;
- 51% da área possui classe moderada a muito forte de erodibilidade dos solos;
- a maior parte da área de estudo está com indicação de aptidão agrícola de terras para lavouras, nos grupos 2 e 3, e preservação - classe 6;

- a principal forma geomórfica encontrada na área de estudo pertence a formas dissecadas, com 64%.

8.1.16 - Atividades Minerárias

A área de estudo apresenta pouca diversidade de minerais destinados à lavra comercial. Dentre as áreas requeridas junto ao Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), foram identificadas 6 (seis) áreas que serão afetadas pelo lago do reservatório da UHE Santo Antônio do Jari. Tais áreas foram requeridas tanto para fins de pesquisa como para exploração, todos se encontrando em fase de requerimento de pesquisa, sendo que 5 (cinco) processos estão em área bloqueada e 1 (um) com requerimento de pesquisa completo.

Dentre os recursos minerais que suscitaram interesse para autorização e concessão destaca-se apenas o minério de ouro de aluvião.

Com base nos números dos processos, foram realizadas pesquisas junto ao DNPM, de modo a levantar informações sobre: titularidade da área, substância, área em hectares, unidade da federação, município e situação legal (último evento).

Os 6 (seis) processos identificados, cujas áreas sofrem interferência com a área de alagamento do empreendimento, encontram-se discriminados no Quadro 8.1-50.

Quadro 8.1-50 - Processos Minerários na
Área de Influência Direta da UHE Santo Antônio do Jari

Processo	Ano	Requerente	Último Evento	Substância
8570566	2004	Orsa Produtos e Materiais de Mineração Ltda.	Requerimento de Pesquisa/Processo situado em área bloqueada em 14/01/2005.	Minério de Ouro
850567	2004	Orsa Produtos e Materiais de Mineração Ltda.	Requerimento de Pesquisa/Processo situado em área bloqueada em 14/01/2005.	Minério de Ouro
850569	2004	Orsa Produtos e Materiais de Mineração Ltda.	Requerimento de Pesquisa/Processo situado em área bloqueada em 14/01/2005.	Minério de Ouro
850605	2004	Francisco Olímpio Oliveira	Requerimento de Pesquisa/Processo situado em área bloqueada em 14/01/2005.	Minério de Ouro
850462	2005	Orsa Produtos e Materiais de Mineração Ltda.	Requerimento de Pesquisa/Processo situado em área bloqueada em 23/10/2007.	Minério de Ouro
858073	2007	Orsa Produtos e Materiais de Mineração Ltda.	Requerimento de Pesquisa/Requerimento de Pesquisa Completo protocolizado em 23/07/2007.	Minério de Ouro

Fonte: Sistema de Informações Geográficas da Mineração - SIGMINE do DNPM, maio de 2008.

O Mapa de Títulos Minerários (Mapa 2324-00-EIA-DE-2023) apresenta todos os processos incluídos na Área de Influência Indireta, com destaque para aqueles que estão interceptados pelo reservatório do empreendimento.

ANEXOS

**ANEXO 1 - IMAGENS DA CACHOEIRA DE SANTO ANTÔNIO COM
RESPECTIVAS VAZÕES REGISTRADAS**



Foto 1 - Vazão 910 m³/s.



Foto 2 - 725 m³/s.



Foto 3 - Vazão 375 m³/s.



Foto 4 - Vazão 1.132 m³/s.

ANEXO 2 - DESENHOS DE ENGENHARIA

