

5. DIAGNÓSTICO AMBIENTAL

5.1. Meio Físico

5.1.1. Clima e Condições Meteorológicas

Nos trabalhos clássicos de Monteiro (1963), Andrade (1972) e Nimer (1979), o clima da região sul do país (a exceção do noroeste paranaense) é quase sempre abordado na notável semelhança e homogeneidade no que tange ocorrência dos dados normais de tempo.

Com localização geográfica que alude a transição entre os climas quentes e frios, a região sul é afetada pelos principais centros de ação do globo, funcionando como um autêntico corredor sinótico de dominância alternada de massas de ar, mecanismos de frontogênese e correntes perturbadas. Todos estes sistemas atuam juntamente com as especificidades do relevo, da maritimidade e da continentalidade regulando a temperatura, o regime de chuvas e a direção e intensidade dos ventos.

O texto que se pretende contextualizar de um modo sucinto os principais fatores meteorológicos para as adjacências da área de estudo.

Centros de ação e sistemas atmosféricos relacionados

De um modo geral e conciso os principais *centros de ação* atuantes no Sul do Brasil podem ser divididos entre:

a) *centros de ação* positivos ou dispersores de ventos, dentre os quais:

O Anticiclone Semi-fixo do Atlântico Sul – fonte da *Massa de ar Tropical Marítima (MTa)* cuja atuação é preponderante para definir o clima da região sul, já que atua ao longo de todo o ano. Embora com predomínio durante o verão, com ventos de leste e nordeste, as características do sistema variam de acordo com o deslocamento sobre o continente e o oceano. Durante o verão, por exemplo, quando se concentra sobre o Atlântico está associada a temperaturas elevadas, em função da intensa radiação solar das latitudes tropicais e a forte umidade específica. Já durante o inverno, quando o deslocamento é maior sobre o continente americano as isolinhas barométricas se direcionam ao Equador dissipando sua força para as regiões Nordeste e Norte do Brasil. A característica de umidade está limitada à camada superficial da massa concedendo um caráter de homogeneidade e estabilidade para o tempo. Sob o domínio da *MTa* tem-se tempo firme e ensolarado.

O Anticiclone Polar Marítimo da América do Sul – fonte da *Massa de ar Polar Marítima (MPa)*, dominante no inverno meridional, que apresenta igual importância ao primeiro sistema citado.

A *MPa* corresponde a um sistema de grande deslocamento que traz após a sua instalação, estabilidade e tempo frio à região. Durante o inverno, prevalece avançando em eixo preponderantemente S e SO deslocando-se em altos níveis sobre o Rio da Prata e litoral. Nas condições do avanço ocidental sobre os Andes, facilita-se o encontro com a *Massa Tropical Pacífica (MTP)*, episódio que pode gerar um frontais

com fluxo dirigido para NE que reforça os mecanismos de atuação da Massa Polar Atlântica.

As Pequenas Altas Tropicais (A's) - originam-se a partir de pequenas dorsais, originárias nas latitudes baixas do Brasil, que de meados da primavera a meados do outono, entram na região Sul, vindas de Noroeste.

b) centros móveis, negativos, ou ainda *ciclônicos*, concentradores de vento. Na região Sul atuam sistemas de tempo derivados de:



Figura 04 – Esquema ilustrativo com as áreas de origem dos principais sistemas de circulação atmosférica das Américas. (Adaptado de NIMER, 1979)

A *Baixa do Chaco* (zona depressionária) - centro negativo, de origem termodinâmica e, portanto, com grande mobilidade. Sua origem relaciona-se a “*importantes componentes dinâmicos decorrentes da acentuação das condições de frontogênese na Frente Polar Atlântica*” (Monteiro, 1963:122). O percurso localiza-se entre o Peru-Acre-Rondônia durante o inverno, descendendo para o Chaco Paraguai durante o verão. Com origem ligada as ondulações da frente polar (FP), nas médias latitudes a baixa do Chaco é responsável também pela difusão das *correntes de Noroeste* na região Sul. Têm em sua origem outros fatores dinâmicos, entre eles o aquecimento do interior do continente. Por ser formada no continente possui pouca umidade específica, em função disso o domínio da baixa do Chaco, em geral, caracteriza tempo bom.

A *Baixa do Mar de Weddell* - sistema originado da ondulação da frente polar Atlântica, produzindo em consonância com a Alta do Atlântico Sul. Traz consigo tempo bom e

brusco aquecimento, fenômeno chamado de aquecimento pré-frontal (Monteiro, 1963). Antecede a passagem da frente polar pela região sul.

Perturbações climáticas incidentes na região sul

Os deslocamentos de grandes massas de ar são também resultados de anomalias climáticas gerais da atmosfera, como os escoamentos em altos níveis, e as perturbações atmosféricas. Os principais fenômenos climáticos de alternância temporal e magnitude variáveis são tratados em termos gerais a seguir.

As correntes Perturbadas

O avanço da instrumentação e da modelagem matemática para os estudos climatológicos mundiais resultaram em novas descobertas além de atualizações de base no tocante aos centros formadores de tempo para o Brasil. Desta forma, novas terminologias passaram a integrar o vocabulário dos estudiosos.

A influência das correntes perturbadas na região sul do Brasil restringem-se a dois tipos: Correntes de Oeste e Corrente de Sul. Atualmente estes termos se encontram em desuso entre os climatologistas por conta das novas descobertas sobre a dinâmica climática. Atualmente sabe-se, por exemplo, que as Correntes Perturbadas de Oeste são determinadas pela incidência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) CPTEC(2004).

Especificamente sobre as correntes de Sul, sabe-se que elas são derivadas da Frente Polar (FP) que se desloca desde a Antártida em duas trajetórias a) SW-SE e b) S-SE, sendo a primeira mais comum no inverno e a segunda no verão. A passagem da FP pela região sul do Brasil no inverno ocasiona chuvas pouco expressivas, enquanto que durante o verão pode ser responsável por precipitações pluviais mais intensas acompanhadas por trovoadas e granizos, além de ventos de velocidades moderadas a fortes de quadrante W e S.

Segundo Galvani & Azevedo (2003) o deslocamento da *MPa* durante a primavera interfere no regime de precipitações pluviais para a região sul, pois ao entrar em contato com as massas tropicais sob território brasileiro gera em sua borda extensas zonas de baixa pressão e de intensa convergência que elevam o ar mais quente através de *resfriamento adiabático*. Este fato promove zonas de instabilidade com incidência de chuvas em macroescala, além de forte oscilação barométrica que atinge praticamente toda a região sul. Estão quase sempre relacionadas às correntes de sul.

Nimer (1979:214) afirma que as corrente perturbadas de Oeste são mais influentes nas partes mais altas da região oeste catarinense caracterizando os estados médios do tempo com o incremento de chuvas acima do balizamento anual médio para o estado catarinense, que oscila entre 1.250 e 2.000 mm.

As fases positiva e negativa do ENOS

Os fenômenos ENOS (*El niño* e *La niña*) estão relacionados a oscilação natural positiva e negativa da TSM (Temperatura da Superfície do Mar). São responsáveis na região sul por períodos de maior ou menor umidade total em relação à média em alguns meses do ano.

Diametralmente opostos em características, o fenômeno do *El niño* está relacionado ao aquecimento sensível (geralmente, até 3°C) das águas superficiais do oceano pacífico

tropical e enfraquecimento da atuação dos ventos alísios. Já o *La niña* caracteriza-se pelo resfriamento das águas (geralmente entre 2°C e 3°C abaixo do normal) por tempo superior a três meses e intensificação da atuação dos ventos alísios. Ambos os processos iniciam desenvolvimento em meados do ano, tendo seu ápice entre dezembro e janeiro e dissipação em meados do ano posterior.

Na região sul brasileira o *El niño* ocasiona principalmente desvio positivo de precipitação de maio a junho (inverno), embora aja também no último trimestre do ano, associando-se a sistemas estacionários e vórtices ciclônicos de altos níveis e auxiliando na promoção de chuvas intensas e duradouras como aquelas ocorrente de fins de setembro a meados de novembro de 2008 no litoral de Santa Catarina. As temperaturas e a pluviosidade no restante do ano são mantidas próximas a média histórica. O *La niña*, por sua vez, é responsável por períodos de seca especialmente no verão, com desvios negativos de pluviosidade que podem chegar a 1/3 da média normal.

Informações trazidas por Aguiar & Mendonça (2004) dão conta que para a Região Sul Brasileira ocorreram 16 episódios de *El niño*, sendo 4 combinados ao *La niña* entre 1980 e 2003.

Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs).

Os CCMs, por sua vez são sistemas instáveis e esporádicos com duração entre 10 e 20 horas para latitudes médias no verão, e extensão entre 50.000km² e 100.000 km² que se formam sobre o território paraguaio, deslocando-se rapidamente para leste e nordeste. Tais fenômenos estão frequentemente associados a eventos de precipitações intensas, fortes rajadas de vento e até tornados. A maioria dos estudos relaciona sua gênese e desenvolvimento como diretamente influenciada pelas ZCAS e pela barreira dos Andes. Em Santa Catarina e nos demais estados sulinos seu período de máxima ação ocorre de madrugada e sua dissipação entre o final da manhã e o começo da tarde DIAS (1996).

Caracterização climática da área de Influência

A combinação da atuação distinta dos principais sistemas descritos no tópico anterior no decorrer do ano gera tipos de tempo e conseqüentemente índices de pluviosidade e de ventos que assumem significativa importância. Agindo combinados ou isoladamente pode causar sérios danos ambientais, fato que constitui uma das preocupações latentes desse trabalho de caracterização ambiental.

A seguir apresentam-se e contextualizam-se os dados meteorológicos normais para a área do empreendimento salientando especialmente sua classificação climática, além da temperatura, pluviosidade, direção dos ventos, umidade e evapotranspiração.

Classificação climática

O clima da área de influência do empreendimento corresponde, de acordo com a classificação climática de Köppen, ao tipo *Cfb*. Este símbolo climático caracteriza as regiões das matas tropicais e subtropicais, como sendo *quentes temperadas e sempre úmidas*. A letra “C” significa clima pluvial temperado (mesotérmico), com a temperatura dos três meses mais frios compreendida entre – 3 °C e 18 °C, com geadas freqüentes. A letra “f” representa que o clima é *sempre úmido*, sem estação seca, com pluviosidade distribuída ao longo de todos os meses do ano, sendo a precipitação média anual

superior a 1.000 mm. A letra “b”, por fim, indica que a temperatura média do mês mais quente fica abaixo dos 22° C, sendo a temperatura média do ar nos quatro meses mais quentes superior a 10 °C.

Temperatura

Os municípios de Lapa, Palmeira e Porto Amazonas são influenciados pelo Clima Mesotérmico Brando, assim como 81,69% do espaço geográfico da região Sul, tendo a altitude relação direta com a sua ocorrência (NIMER, 1979).

O inverno é acentuadamente frio, sobretudo em áreas com grandes altitudes, exemplos dos municípios estudados, que não permitem sequer um mês com temperatura média de 22°C. Sendo que o seu verão é classificado como brando, apresentando temperaturas relativamente amenas. Só raramente o termômetro registra temperaturas acima dos 30° C

O efeito da orografia e relevo local é importante para caracterizar a marcha anual de temperatura. Já não se verifica, em condições de normalidade climática, um período com a média mensal superior a 22°C, a semelhante daquele observados nas Serras do Mar Paranaense e em alguns lugares do Primeiro Planalto Paranaense.

No verão, os valores que normalizam o domínio da *MTa* se relacionam com a menor atuação da *MPa* e conseqüentemente com a atenuação da influência da FP. Em consonância a isto, a ocorrência do ápice de aquecimento do hemisfério sul após o equinócio favorece o domínio das massas mais quentes, (inclusive da *MEc* – Massa Equatorial continental e da Baixa do Chaco), justamente pela menor diferença de pressão observada entre os centros de ação tropicais. São observados especialmente no trimestre dezembro, janeiro e fevereiro valores médios diários próximas aos 21°C, sendo que em ocasiões de maior insolação as temperaturas, embora ultrapassam os 33°C especialmente na segunda quinzena de janeiro.

Já durante o inverno, diferentemente do que ocorre no verão, o resfriamento do continente e a diminuição da influência da baixa do Chaco destaca a importância quase que integral da *MPa* na regulação climática regional para o período, com maior incidência de fenômenos frontológicos na área de estudo, por conseqüência do maior avanço da FPA (Frente Polar Atlântica), que antecede as vulgarmente conhecidas *ondas de frio*.

A principal característica da passagem dessas *ondas* é o avanço das linhas isobáricas elevadas (de 1020 a 1025 milibares) sobre a região sul, com a mudança da direção dos ventos, que passam a soprar de quadrante sul, em oposição a *MTa* de quadrante norte. Dependendo das condições estacionárias encontradas, a frontogênese apresenta características específicas com possíveis incidências de trovoadas, aquecimento pré-frontal ou vendavais. O conseqüente domínio da *MPa* traz temperaturas mais baixas e tempo firme, geralmente com nuvens cumuliformes vigorando até o estacionamento de uma nova frente de vanguarda (Monteiro, 1963).

As temperaturas médias máximas locais situam-se em torno de 26,7°C, no mês de janeiro, enquanto as médias mínimas são encontradas no mês de julho, com valores próximos a 8,5°C (Quadro 02). Embora as médias mínimas fiquem bem acima do ponto de orvalho, durante o inverno é comum a ocorrência de temperaturas negativas, geralmente com a conseqüente ocorrência de geadas.

Quadro 02 - Dados de temperatura do ar no município de Lapa. Período 1989 – 2006.

Mês	Temperatura (°C)			Temperatura Média (°C)	
	Média	Máxima Absoluta	Mínima Absoluta	Máxima	Mínima
Janeiro	20,7	34,8 (2006)	9,0 (1994)	26,7	17,0
Fevereiro	20,6	32,5 (2003)	10,5 (2005)	26,6	17,0
Março	19,7	32,6 (2005)	5,8 (1998)	25,7	16,2
Abril	17,8	30,6 (2005)	0,6 (1999)	23,9	14,1
Maio	14,3	28,7 (1995)	-1,0 (1996)	20,3	10,4
Junho	13,5	26,9 (1991)	-3,8 (1994)	19,4	9,8
Julho	12,7	27,8 (1995)	-4,5 (2000)	19,0	8,5
Agosto	14,2	31,5 (1999)	-3,9 (1991)	21,1	9,6
Setembro	14,9	32,7 (1994)	-1,6 (2006)	20,8	11,2
Outubro	17,1	32,5 (2002)	4,5 (1999)	22,9	13,3
Novembro	18,6	33,5 (1990)	5,2 (2006)	25,0	14,5
Dezembro	20,1	33,0 (1994)	8,9 (2001)	26,3	16,1
Anual	17,0	34,8 (2006)	-4,5 (2000)	23,2	13,1

Fonte: IAPAR – Estação 02549091 – Município de Lapa / PR.

Um dos fatores que caracterizam a temperatura na AID pela PCH Cherobim é a relativa homogeneidade temporal. A média anual de temperatura tem um desvio de pouco mais de 4,8°C para o mês mais frio e de 3,7°C para o mês mais quente. As máximas absolutas retiveram oscilação de pouco menos de 8°C ao longo do período de 20 anos e as mínimas, desvios próximos de 14°C, valores considerados pouco proeminentes considerando a alternância dos sistemas atmosféricos. Tais índices deixam transparecer, a maior importância da frente polar ao longo do ano climático, especialmente pela extrapolação das temperaturas frias do trimestre junho-julho-agosto e sua imposição sobre os meses de abril a outubro.

Os valores de temperatura e a amplitude térmica absoluta superior aos 17°C demonstram influência da continentalidade na manutenção meteorológica da temperatura da AID. As variações térmicas ao longo do ano ainda atestam maior representatividade de janeiro para os meses mais quentes e de julho para os de mais frio, embora dados mais recentes indiquem mudança sutil da dinâmica climática pela translocação do período quente, com extensão sobre fevereiro.

O número médio de ocorrência de geadas chega ao máximo de 15 dias anuais sendo a grande maioria das vezes considerando uma geada do tipo fraca. As ocasiões se concentram sobretudo nos meses de inverno, quando a temperatura média permanece abaixo da casa dos 15° C.

Interessante observar é que nos vinte anos de coleta da estação ocorreram anos de extrema diversidade térmica como 2006 e 1999 com registros mínimos e máximos de temperatura ao longo dos meses. Destaque para os índices negativos ao longo do inverno, fato que torna o clima da área de estudo uma potencial interface entre o temperado mesotérmico brando e o temperado mesotérmico médio pela identificação trazida por NIMER (1979).

Precipitação e umidade do ar

Estão disponibilizados pela ANA no sistema de informações hidrológicas “*Hidroweb*” os dados da estação pluviométrica Porto Amazonas (02549001) operada pela SUDERHSA, com observações no período entre setembro de 1939 e dezembro de 2005, sem presença de falhas.

A pluviometria local, a partir dos dados avaliados, é caracterizada por uma precipitação média diária total anual de 1.396 mm, sendo que o ano de 1957 registrou-se a maior precipitação anual, igual a 2.163 mm. O ano de 1968 registrou a menor precipitação anual igual a 808,90 mm.

No tocante da distribuição das precipitações mensais, o mês de abril registrou a mínima precipitação média mensal igual a 00,00 mm e o mês de março apresentou a máxima precipitação média mensal igual a 442,80 mm.

NIMER (1979) destaca que esses índices demonstram que os sistemas circulatórios dominantes na região são muito mais influentes para a variabilidade pluviométrica ao longo do ano do que para a marcha térmica. Na realidade toda a região Sul brasileira funciona como um autêntico corredor sinótico, com embates freqüentes das diferentes fases de evolução dos sistemas circulatórios tropical, continental ou polar. A movimentação das células e a derivação dos ventos de quadrante S, E, e NE geram processos de instabilidade com conseqüente aumento da carga pluvial que, influenciados principalmente pelas características do relevo estão sujeitos a grandes flutuações.

Quadro 03 - Dados de precipitação, mínima, média e máxima mensais. Período 1939 – 2005.

Mês	Precipitação (mm)		
	Mínima	Média	Máxima
Janeiro	53,40	159,88	364,40
Fevereiro	22,00	150,96	316,10
Março	26,30	122,05	268,10
Abril	0,00	79,17	277,10
Mai	0,40	99,98	442,80
Junho	0,40	100,70	287,30
Julho	5,50	94,70	303,70
Agosto	5,40	78,14	269,20
Setembro	13,80	126,61	343,70
Outubro	25,90	130,49	280,10
Novembro	16,90	114,32	345,40
Dezembro	24,00	139,21	442,20
Anual	-	1396,21	-

Fonte: Hidroweb – Estação 02549001 – Município de Porto Amazonas /PR

Para a área de estudo normalmente no primeiro mês de inverno são comuns, os períodos estendido de chuviscos e pancadas de chuva, efeitos derivados da FP. A partir do domínio polar, as características da massa polar atlântica são observadas:

repetidos períodos de tempo bom e firme sem grande umidade e menor carga de precipitação, a exemplo de agosto.

Fenômeno interessante a observação climática regional é a precipitação ligeiramente superior de outubro aos meses ao trimestre anterior e ao mês subsequente. Este fenômeno deve-se a mudança a partir do final de setembro na dinâmica locacional do eixo da *Mta* com a transição gradativa do domínio da frontogênese para o extremo sul brasileiro. Isto faz com que haja constantes embates atmosféricos entre as duas massas de ar atlânticas, ocasionando especialmente uma maior carga pluvial durante o período.

O verão, devido à maior insolação e a alta umidade da então dominante *Mta* apresenta maior pluviosidade. Pelos avanços bruscos da *Mta* e *Mtc*, influenciados pela Baixa do Chaco nota-se também que as descargas nesta estação apresentam tendência mais volumosas e concentradas, com aguaceiros (as vulgarmente conhecidas chuvas de verão) que podem facilmente ultrapassar 10 mm por hora de chuva. O processo convectivo pode ser intensificado quando na passagem de uma frente fria pelo estado ou da formação de outro sistema de baixa pressão, que resulta quase sempre, em temporais com fortes rajadas de vento e granizo.

Ressalta-se que as chuvas da área de estudo são historicamente influenciadas pelos fenômenos ENOS, já apresentados anteriormente. Os desvios abruptos tanto positivos quanto negativos são sentidos principalmente nos meses de janeiro e agosto respectivamente.

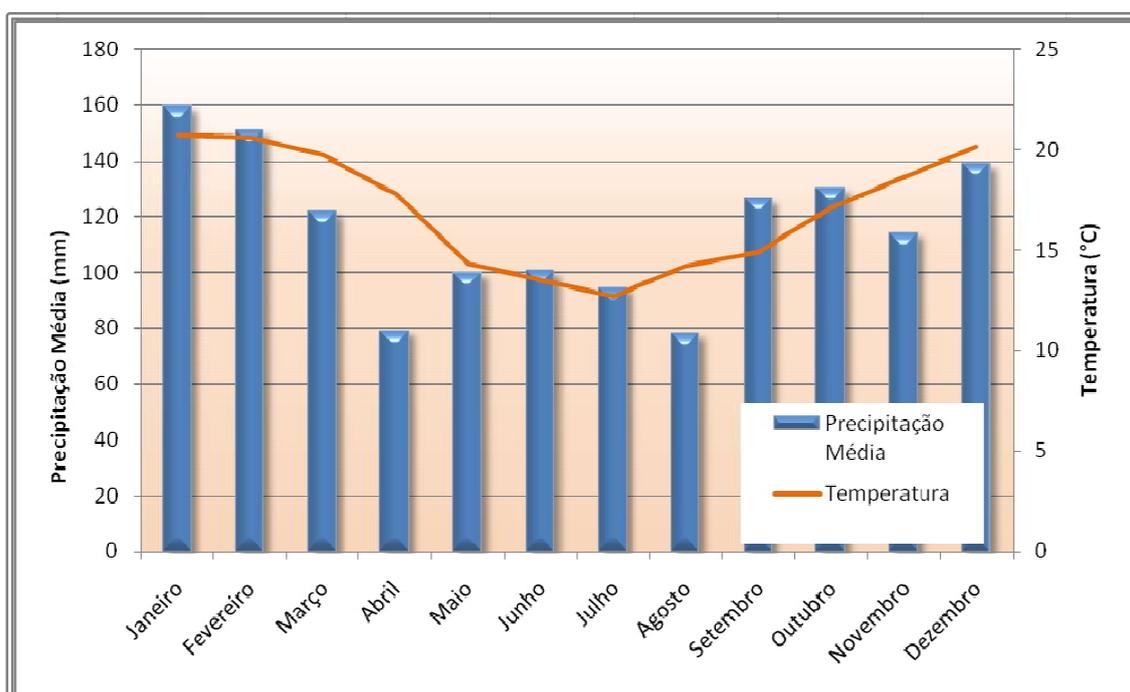


Figura 05 – Climograma da região de estudo baseado nos dados das Estações Meteorológicas do Município de Lapa e Porto Amazonas/PR.

Evaporação e ventos

A evaporação corresponde à perda de água na forma líquida para a forma gasosa nas condições reinantes (atmosféricas e de umidade do solo).

A evaporação real medida para a área de estudo verificou valores diferenciados ao longo do ano. Além da influência da precipitação, e da cobertura de nuvens, têm-se como principal variante a variação dos níveis de insolação no afélio (julho) e periélio (janeiro) do hemisfério sul, além da variação na distribuição do dia em cerca de 4,2 horas entre os solstícios de inverno.

Desta forma, nota-se na Figura 06 que especialmente nos meses de transição dos sistemas circulatórios no inverno e verão os índices de evaporação são nominalmente mais distantes, com valores de 48,2 mm em junho e 80,6 em dezembro. Com a diminuição da cobertura de nuvens no período de dominância dos sistemas atmosféricos têm-se um fator curioso que é a diminuição dos índices no verão climático (janeiro-fevereiro) e o aumento dos índices no inverno (julho e agosto). Nos meses de outono e primavera, exercem-se períodos de relativa estabilidade.



Figura 06 – Evaporação real para o município de Lapa – Estação 02549091.

No tocante aos ventos, observa pelo Quadro 04 as seguintes características:

- Prevalência de direção dos quadrantes E (primária) e NE (secundária) dados pela influência dos sistemas tropicais atlânticos e continentais na área de estudo;
- Velocidade média anual de 2,7 m/s (9,7 km/h) com grande uniformidade, e picos de velocidade média próximos a 3 m/s ou 13 km/h no quadrimestre setembro-outubro-novembro-dezembro;
- A classificação dos ventos dominantes para a área de estudo é rajadas moderadas;

Quadro 04 – Características básicas dos ventos na área de estudo.

MÊS	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maió	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
Direção	E	E	E	E	NE	NE	NE	NE	NE	E	E	E
V (m/s)	2,7	2,6	2,4	2,5	2,3	2,5	2,7	2,7	3,1	3,0	3,1	3,0

5.1.2. Geologia

Geologia Regional

A exceção das rochas metamórficas arqueanas aplainadas e potencialmente desenvolvidas por processos de pediplanação aflorantes no extremo leste da AII, os municípios de Lapa e Porto Amazonas se localizam numa área de substrato litológico predominantemente sedimentar. Praticamente 90% de suas áreas estão dentro do domínio dos pacotes deposicionais devonianos da Bacia Sedimentar do Paraná, doravante identificada pela sigla BSP. Completando o cenário regional ocorrem camadas sotopostas de sedimentos coluvionares inconsolidados de origem holocênica.

A seguir serão abordadas características geocronológicas e litoestratigráficas das unidades geológicas vinculadas à área de influência do empreendimento.

A Bacia Sedimentar do Paraná

Esta grande construção geológica é identificada desde as ombreiras de cristas angulosas, elevações e morros residuais no leste do município de Lapa e se estende em continuidade a oeste a praticamente todos os territórios dos municípios relacionados à AID. O limite da ADA pelo empreendimento inclusive já se insere integralmente no domínio dos grupos sedimentares relacionados.

A BSP é uma bacia de idade paleozóica, composta por uma sequência de camadas sedimentares e vulcânicas que atingem em determinados pontos até 6000 metros de espessura. Estende-se em sentido NNE-SSW ocupando cerca de 1,1 milhões km² somente no Brasil e cobrindo parcialmente os territórios dos Estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Goiás e São Paulo (Figura 07).

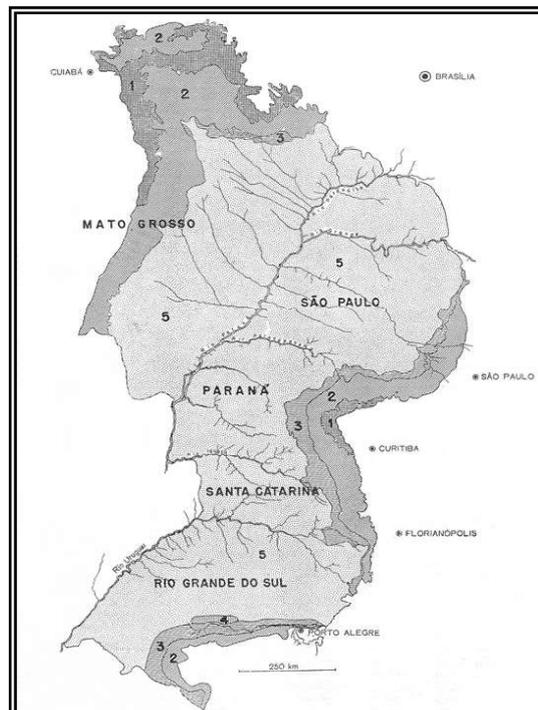


Figura 07 - Porção brasileira da bacia do Paraná, sendo (1) Grupo Paraná e outras formações devonianas; (2) Grupo Tubarão; (3) Grupo Passa Dois; (4) Formação Santa Maria e (5) Formação Botucatu (Fonte: Mendes & Petri, 1971).

A BSP atinge largura máxima de 900 km e aflora na condição dos derrames de lava basáltica da Formação Serra Geral em dois terços da porção brasileira. Estes derrames atingem, aproximadamente, 1 300 m de espessura os quais, somados aos *sills*, podem ultrapassar os 2 000 m (Quintas *et al* 1997).

As rochas da Bacia do Paraná estão divididas em 19 formações litológicas de diversos ambientes de origens, sendo os arenitos, folhelhos, siltitos, conglomerados, tilitos, ritmitos (varvitos), argilitos os litotipos intensamente dominantes. Os principais minérios existentes encontram-se intercalados nas camadas sedimentares na forma de veios de espessura e profundidade variável. O carvão mineral, o betume (xisto), os basaltos, a água subterrânea e os cristais basálticos são os recursos mais explorados.

A BSP, é considerada segundo a *Classificação de Bacias de Kingston et al (1983) apud Silva et al (2003)* uma bacia intracratônica interior. Tais bacias caracterizam-se por serem feições geológicas remanescentes de grandes superfícies, com superposição em extensas regiões de escudo cristalino. Em geral, estes tipos de bacia se localizam justapostas a *riftes*, possuem contorno arredondado e estão rodeadas por limites fisiográficos e tectônicos pré-existentes. No caso da BSP, as rochas sedimentares foram dispostas sobre uma vasta área do então recém-constituído Gondwana, constituído por vários núcleos cratônicos e cinturões móveis orogênicos, aleatoriamente já recobertos por pequenas bacias de antepaís.

Para Almeida (1980) a BSP é resultante de uma sinéclise complexa desenvolvida no decorrer de sua história de paleozóica a jurássica, e de anfíclise (com intumescência provocada por anomalia térmica) desde o vulcanismo processado no Jurássico Superior.

Autores como próprio Almeida (1980) além de Zalán *et al.* (1991) supõem que o início da deposição sedimentar se deu com o resfriamento cratônico que encerrou o Ciclo Brasileiro. Estruturalmente, a evolução daquela bacia esteve relacionada a instalação dos falhamentos no Permiano, a movimentação tectônica do continente do Gondwana e das placas justapostas, aos processos orogênicos e de subsidência plataformar e aos ciclos climáticos.



Figura 08 – Detalhe de grandes estruturas paralelas atravessando as camadas sedimentares da BSP. Compatíveis a diques de extravasamento de material ou plano de falha preenchidos por material clástico.

As principais feições lineares obedeceram três padrões de direção: NW-SE, NE-SW e E-W, cada qual tendo papel decisivo em épocas diversas, através de movimentos epirogenéticos verticais e horizontais predominantemente lentos e suaves que possibilitaram na medida do remodelamento geográfico da plataforma continental, a acreção e acúmulo de sedimentos de diversidade faciológica. Dessa maneira, explica-se que dentre as formações constituintes da BSP encontrem-se evidências dos ambientes glacial, marinho, fluvial, deltaico, desértico e lacustre.

Todo esse processo deposicional que se desenvolvia há milhares de anos foi, em termos geológicos, rapidamente interrompido com a violenta colisão continental durante o Triássico inferior das placas patagônicas com a da América do Sul, fato que ocasionou um soerguimento geral das regiões intraplacas e uma reativação de antigas linhas de fraqueza, provocando o início do vulcanismo fissural basáltico. É praticamente consenso entre os especialistas que no Triássico, a evolução da BSP esteve controlada pela ruptura do Gondwana e a abertura do Atlântico. Esse evento tectônico de proporções colossais ocasionou o período de derrames mais volumoso e extenso de lavas ácidas e básicas da história geológica (Silva & Bortoluzzi *et al.*, 1987).

Antes da deriva continental, porém ocorrera a implantação do deserto Botucatu, ciclo sedimentar final do preenchimento da Bacia do Paraná-Etendeka. A desertificação iniciou-se por uma vasta superfície de deflação eólica que marcou o clímax da aridez

no interior desta área, caracterizando um prolongado episódio de interrupção da sedimentação de outras fácies que vinha se desenvolvendo.

A abrasão eólica acompanhou o magmatismo fissural intenso, obtendo-se aí uma nova fase para os processos distencionais e de soerguimento a partir do Triássico Médio.

O volume destas lavas ocasionou uma nova fase de subsidência continental denominada por Almeida (1980) de reativação Wealdeniana. Esse momento geológico foi responsável pelo abaulamento da cobertura vulcânica e seu mergulho para oeste. O pacote litológico fissural originado foi responsável pelo encerramento da sedimentação em larga escala.

Segundo Wildner *et al* (2004):

“Como consequência deste processo dinâmico da crosta terrestre, e regido pelas regras da Tectônica de Placas, aproximadamente 135-110 milhões de anos, o supercontinente Gondwana começou a fragmentar-se. Esta fragmentação foi acompanhada de um amplo soerguimento de toda a borda leste do recém criado continente da América do Sul e da borda oeste da África, fazendo com que os derrames vulcânicos e as rochas colocadas abaixo, fossem elevadas topograficamente, formando o que posteriormente denominou-se de Serra Geral e Serra do Mar, no continente sul americano.”

Segundo Zalán *et al* (1991) a BSP apresenta três sistemas de estruturas tectônicas:

- a) NE-SW, paralelas às estruturas do embasamento proterozóico;
- b) NW-SE, relacionadas com a ruptura do Gondwana e, no caso, o Arco de Ponta Grossa;
- c) E-W, paralelas a zonas de fraturas oceânicas.

Estes três sistemas de estruturas aparecem na AII e AID, principalmente na forma de longas fraturas com deslocamento desprezível ou inexistente.

Outros dois sistemas de fraturas atectônicas ocorrem nos arenitos (Melo *et al*, 1999):

- d) subverticais com distribuição concêntrica, paralelamente às bordas do platô arenítico;
- e) subhorizontais parcialmente controladas pela estratificação e originadas por alívio de carga.

Coluna estratigráfica da BSP no Paraná

Quatro são os grupos que compõe o sistema deposicional paleozóico da BSP em Santa Catarina. Do agrupamento litológico mais antigo ao mais atual nos termos da escala geológica, ocorrem: o Grupo Paraná (duas formações), o Grupo Itararé (três formações e dois membros); o Grupo Guatá (duas formações e três membros) e o Grupo Passa Dois (quatro formações e quatro membros). O mesozóico da BSP possui apenas dois grupos aflorantes no Estado: o São Bento (com três formações específicas: Botucatu, Serra Geral e Pirambóia), e; o Bauru (3 formações).

A inexistência de formações e membros modelares para a BSP no Paraná e já consagradas na literatura científica expõe a especificidades de paleoambiente para compartimentos da bacia. Estes efeitos foram dados especialmente pela contínua ação

da tectônica de placas e pelas respostas espaciais a transformação climática que se processou especialmente do triássico ao jurássico inferior.

O Quadro 05 a seguir caracteriza sucintamente as formações vinculadas ao Estado do Paraná:

Quadro 05 - Características dos depósitos paleozóicos paranaenses

Grupo	Formação	Membros	Ambiente de deposição	Litologia	Estrutura
Bauru	<i>Caiuá</i>	--	Eólico e fluvial	Arenitos	Estratificação cruzada
	<i>Santo Anastácio</i>	--	Planície aluvial	Arenitos e lamitos	Estratificação cruzada e plano paralela
	<i>Adamantina</i>	--	Planície aluvial	Arenitos, lamitos e siltitos	Estratificação cruzada e plano paralela
São Bento	<i>Serra Geral</i>	--	--	Basaltos	Maciça (Afanítica)
	<i>Botucatu</i>	--	Eólico	Arenito	Estratificação cruzada
	<i>Pirambóia</i>	--	Eólico	Arenito	Estratificação cruzada
Passa Dois	<i>Rio do Rasto</i>	Morro Pelado	Planície de maré e delta	Siltitos, calcarenitos e arenitos	Laminação paralela e bancos alternados
		Serrinha	Fluvial e delta	Siltitos, argilitos e arenitos	Laminação paralela
	<i>Teresina</i>	--	Planície de maré e plataforma	Siltitos e intercalações de calcário	Laminação paralela, ondulada e flaser
	<i>Serra Alta</i>	--	Plataforma epinerítica	Lamitos e folhelhos	Microlaminação
	<i>Irati</i>	Taquaral	Plataforma rasa	Argilitos e folhelhos	Laminação paralela
		Assistência	Bacia restrita	Folhelhos e intercalações de calcário	Laminação paralela

Guatá	<i>Rio Bonito</i>	Siderópolis	Planície litorânea	Arenitos	Laminação paralela
		Paraguaçu	Planície de maré e plataforma	Arenitos e siltitos	Plano paralela e ondulada, microestratificação cruzada e bioturbação
		Triunfo	Flúvio-deltáico	Arenitos, conglomerados, siltitos, folhelhos e carvão	Estratificação cruzada, marcas onduladas e camadas de carvão
	<i>Palermo</i>	--	Plataforma epinerítica e planície litorânea	Siltitos	Laminação paralela, flaser e bioturbação
Itararé	<i>Campo do Tenente</i>	--	Flúvio-glacial	Arenitos, diamictitos, ritmitos e siltitos	Estratificação cruzada horizontal e camadas contorcidas
	<i>Mafra</i>	--	Planície litorânea e plataforma periglacial	Arenitos, siltitos e ritmitos	Estratificação cruzada, horizontal, paralela rítmica e ondulada
	<i>Rio do Sul</i>	Passinho	Litorâneo e plataforma periglacial e deltáico	Folhelhos, siltitos	Laminação paralela, ondulada, microcruzada e convoluta
		Garaúna		Arenitos, diamictitos e raras camadas de carvão	
Paraná	<i>Ponta Grossa</i>	--	Litorâneo e plataforma	Folhelhos, siltitos, arenitos	Laminação paralela, ondulada e flaser
	<i>Furnas</i>	--	Aluvial e litorâneo	Arenitos, arenitos conglomerático, siltitos	Cruzada e horizontal

Fonte: MINEROPAR (2009) e Mendes & Petri (1971).

Segundo MINEROPAR (2009) as rochas desta bacia afloram no Segundo e o Terceiro Planalto Paranaense, recobrando a maior porção do Estado. Seus limites são: a leste pelas rochas pré-devonianas do Escudo do Paraná, ao norte pelo estado de São Paulo e ao sul pelo estado de Santa Catarina; e a Oeste, são recobertas pelos derrames basálticos da Era Mesozóica.

Geologia local

A geologia da ADA e da AID está inserida no que Milani (1997) denominou para a aloestratigrafia da BSP de *Supersequência Paraná*. Esta megaunidade litológica corresponde à segunda porção mais antiga de camadas sedimentares daquela bacia sedimentar, estando provavelmente vinculadas a um período transgressivo da história da Terra (transição siluriana-devoniana) dominado por ambientes de mares rasos (plataformais), embora divergências de interpretações também sugiram paleoambientes parálicos e continentais.

A *Supersequência Paraná* ocorre na AID do empreendimento sob apenas três formações e agrupamentos litoestratigráficos, a saber:

Formação Furnas – porção leste da BSP representada principalmente por arenitos quartzosos caulinizados intervalados por sedimentares de granulometria fina, média e grosseira e estratificações cruzadas e plano-paralelas dispostos em camadas cuneiformes. Além de conglomerados, em sua porção basal, são observados segundo LOBATO & BORGHI (2005) lutitos e ruditos em subordinação. A espessura média da formação é de 200 m, chegando até 343 metros. Assine (1999), por sua vez caracterizou 3 associações faciológicas correlacionadas destacando além da presença de conglomerados quartzosos em camadas pouco espessas, contatos planos e bem definidos e geometrias sigmóides. São ínfimas as camadas pelíticas. Os seixos presentes são quase sempre quartzosos arredondados e dissimétricos, podendo em certas ocasiões ultrapassar o diâmetro de 15 cm;

Grupo Itararé Indiviso – Caracterizada de acordo com o mapeamento geológico realizada pela MINEROPAR como uma série heterogênea de rochas sedimentares, permo-carboníferas incluindo arenitos, siltitos, folhelhos, argilitos, diamictitos, tilitos e ocasionalmente níveis de carvão;

Arenitos Grupo Itararé – unidade litológica vinculada ao grupo homônimo, e composição arenítica grosseira, recebendo destaque pelas feições proeminentes de relevo.

A Formação Furnas tem sido freqüentemente atribuída a idade eodevoniana em função do contato concordante com os folhelhos marinhos superpostos da Formação Ponta Grossa. Corrobora esta interpretação a identificação dos palinomorfos recuperados de um raro nível pelítico intercalado nos arenitos da parte superior da Formação Furnas. Com relação ao início da sedimentação, é possível que tenha ocorrido já a partir do final do Siluriano (Pridoliano), ainda que não se disponham de dados que permitam estabelecer com precisão a idade dos estratos de sua porção inferior.

A formação Furnas representa a porção de encerramento do grupo Paraná e bordejia a BSP no estado do Paraná até o limite com o estado de São Paulo. É reconhecida como uma área de extrema fragilidade geológica, (vide figura 09 e 10) já que é facilmente submetida a instalação de processos erosivos, principalmente pluviais por conta pequena adesão granulométrica dos quartzos monocristalinos. A ação intempérica

físico-química é grande parte responsável pela característica ruinforme do relevo, cuja proeminência das feições pseudocársticas dos poços de desabamento – conhecidas regionalmente como *furnas* - terminou por nomear esta unidade geológica.

A origem dos arenitos do Grupo Itararé, por sua vez remonta a aproximadamente 300 milhões de anos A.P., quando os processos de transporte fluvio-glaciais dominantes na paisagem entulhavam com grande quantidade de sedimentos as partes mais baixas do prototerreno, originando morenas de grandes dimensões. A posição estratigráfica na BSP, a interpretação da gênese das formas e a compreensão do paleoambiente mais atual sugerem alternância de processos hidrodinâmicos e fluxos gravitacionais densos, originados na fase final do carbonífero superior.

Estudos científicos sobre a interface entre os arenitos dos grupos sedimentares em questão demonstram a extrema complexidade para mapeamento e classificação dos afloramentos e camadas da BSP na AID da Pequena Central Hidrelétrica Cherobim. Bigarella *et al* (1997) ressaltam que durante o devoniano eram freqüentes os avanços e recuos da mar sobre a borda oeste do Pangéia, ora submergindo grandes extensões das planícies costeiras, ora emergindo porções dos terrenos cristalinos e terra aluviais. Também se somavam pequenas glaciações, ocorrentes pela maior proximidade da parcela emersa ao pólo sul terrestre, fato que iniciou um acamamento sedimentar de constituição diversa.



Figura 09 - Siltitos esbranquiçados com níveis conglomeráticos da Formação Furnas aflorando nas proximidades da PCH Cherobim, paralelos ao trecho da antiga Rede Ferroviária Federal.

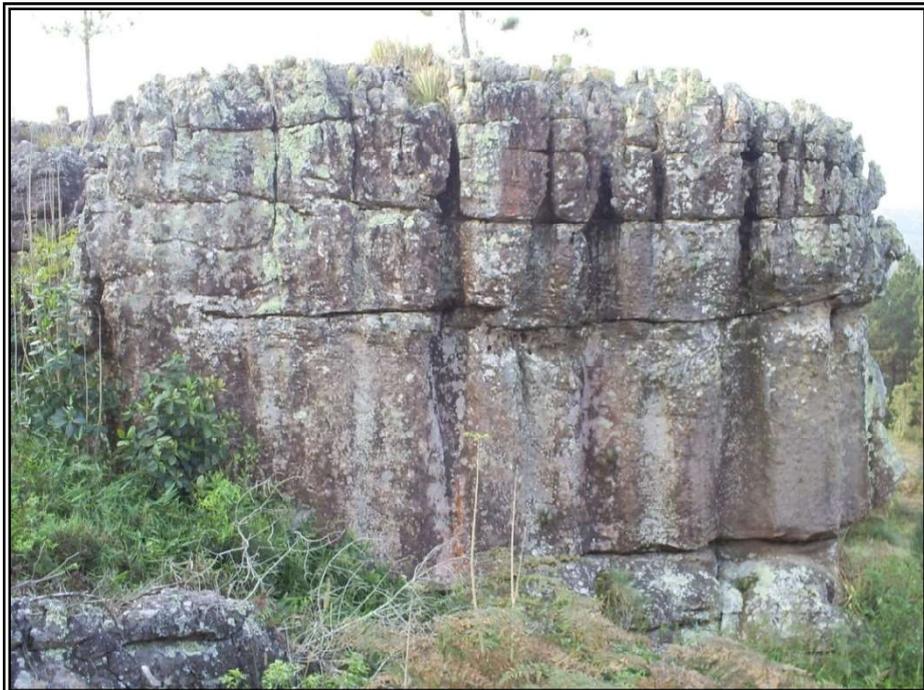


Figura 10 – Forma do Arenito Furnas na ADA. Resultado ataque pluvioreosivo.

Em alguns trechos da Formação Furnas, em meio aos arenitos intercalam-se finas lentes de folhelhos e conglomerados, como pode ser observado na estrada entre os municípios de Porto Amazonas e Lapa (Figura 11).

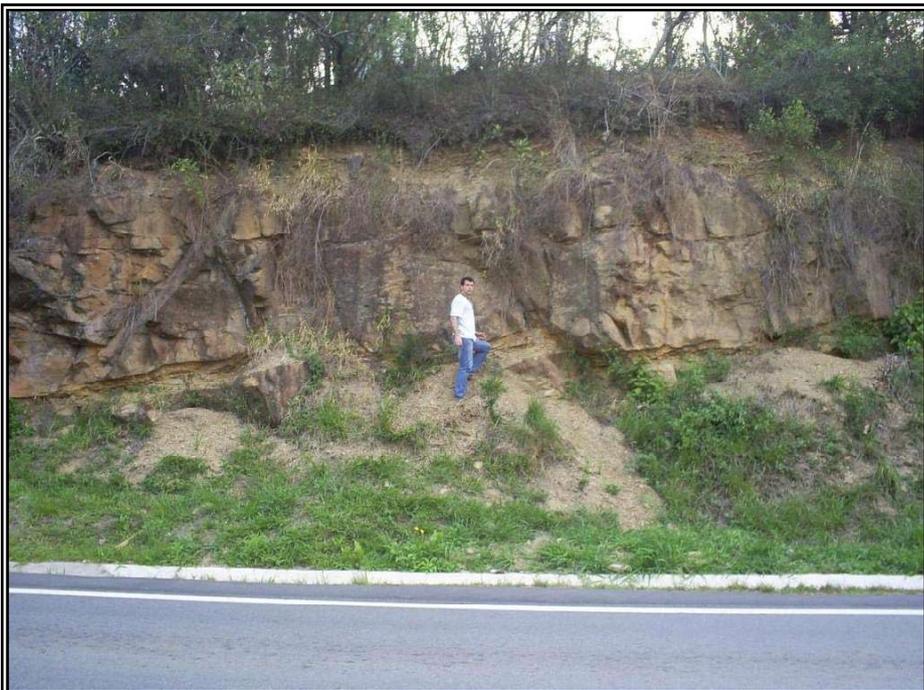


Figura 11 - Discordância entre folhelho (base) e arenito (topo) da Formação Furnas, estrada de acesso entre os municípios de Lapa e Porto Amazonas.

A estratificação cruzada do arenito Furnas aparece com freqüência nos depósitos da área de estudo, formando escarpas características (Figura 12).



Figura 12 - Estratificação cruzada do arenito Furnas, município de Porto Amazonas.

A partir do carbonífero superior as geleiras vindas de sul, avançaram e recuaram inúmeras vezes para o norte, deixando a região de Lapa e Porto Amazonas recoberta por clastos, areia, silte e argila. Ao final deste grande ciclo, a paisagem se constituía em uma planície de areia dominada por extensos lagos, produtos do derretimento gradativo das geleiras.

A figura 13, abaixo demonstra o mecanismo de sedimentação provocado pela ação glacial.

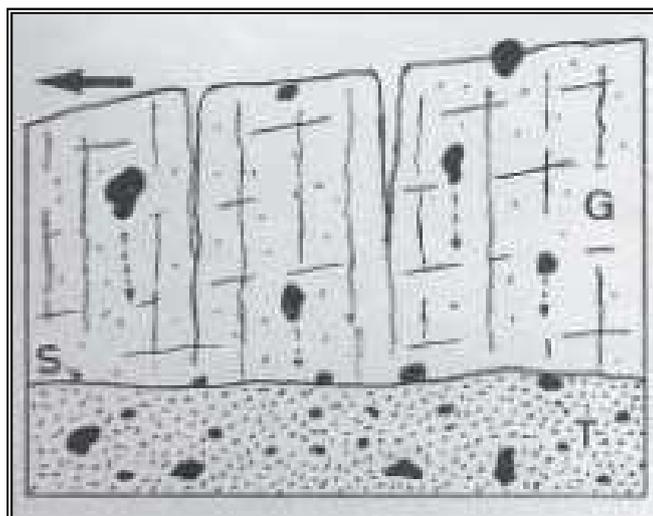


Figura 13 – Seção de uma geleira (G) situada sobre um substrato constituído por uma morena – depósito sedimentar de origem glacial, a semelhança do paleoambiente da região de Lapa e Porto Amazonas, no carbonífero. Na progressão do movimento lateral das geleiras, pequenas

e grandes partículas plásticas descem lentamente através da massa congelada depositando-se na superfície “S”, espessando a camada subjacente “T”. Fonte: Bigarella *et al* (1997)

Com a melhoria das condições climáticas e o aumento da temperatura as geleiras passaram a recuar devido a um degelo generalizado. Iniciaram-se a instalação de fraturas e túneis por onde as águas escoavam, retrabalhando os depósitos basais e formando, além de lobos de deposição, outros tipos de sedimentos como os arenitos e siltitos (*op cit*).

A ocorrência de fósseis e evidências de plantas dos gêneros *Glassopteris*, *Gangamopteris* denuncia o desenvolvimento de uma floresta de grande porte com pântanos sobre solos mal drenados originados em um ambiente permanentemente encharcado.

Nalgumas partes do alto curso do Rio Iguaçu, as rochas da formação Furnas estão sotopostas aos depósitos fluviais do quaternário brasileiro. Tais formas podem estar associadas à coalescência em leques de material rudáceo originado por torrentes freqüentes que dominavam a paisagem geológica e geomorfológica durante os períodos semi-áridos do pleistoceno superior. São comuns ao longo dos cursos anastomosados, a jusante do empreendimento as barras de meandro. Embora não tão bem desenvolvidas, nelas se observam planos de estratificação cruzadas bem desenvolvidas, originados de macro-ondulações. Estes sedimentos estão em áreas bem restritas, as margens do Rio Iguaçu e são constituídos por areia média a grosseira contendo grânulos e pequenos seixos, além de interdigitações de areias arcossianas bem pronunciadas. (Bigarella, 2007; Suguio & Bigarella, 1990)

Assentados sobre as areias pleistocênicas ocorrem sedimentos holocênicos bem diferenciados pela granulometria mais fina e a abundância de matéria orgânica. Estes estratos derivam da menor competência do fluxo das enchentes.

Segundo informações da MINEROPAR (2009), os sedimentos recentes da área de estudo possuem idades inferiores a 1,8 milhões de anos, recobrando parcialmente as rochas da Bacia do Paraná, inclusive partes da escarpa devoniana em sua porção meridional, adjacente ao projeto de empreendimento. O processo formador é hidráulico-deposicional, fluvial no interior do continente; como ocorre no rio Uruguai, condicionado às calhas de drenagem dos rios e planícies de inundação, e marinho e deltaico na faixa litorânea.

Os depósitos de terraços aluvionares mais antigos passam, com o avanço do processo erosivo, a constituírem paleoterraços em posição topográfica superior aos aluviões mais recentes. Depósitos coluviais ocorrem localmente em encostas e são provenientes de movimentos de massas. Sua formação iniciou no período Quaternário e permanece ocorrendo devido ao avanço do intemperismo, erosão e retrabalhamento dos sedimentos e rochas preexistente (MINEROPAR, 2009).

Encerrando as características litológicas da Área de Influências ocorrem diques de material diabásico e de diversas idades subordinando partes da topografia regional do planalto arenítico fanerozóico, principalmente nas rochas do Grupo Itararé e das formações do Grupo Paraná. Autores como Raposo (1995) e Almeida (1986) condicionam a existência destas feições lineares ao soerguimento proporcionado pelo Arco de Ponta Grossa – feição de idade controversa que condicionou a deposição das camadas da BSP através de basculamento tectônico e que durante o triássico

provavelmente funcionou como os condutos alimentares do material vulcânico basáltico que encerrou a separação gondwânica da Bacia do Paraná-Etendeka.

Embora não uniformes, os diques encontrados ao longo da Área de Influência foram caracterizados como verticais a sub-verticais, estando representados, predominantemente por andesi-basaltos – rochas constituídas essencialmente de plagioclásios, piroxênios (augita e pigeonita), óxidos de Fe e Ti principalmente titanomagnetitas e, subordinadamente, pirita e calcopirita. Os diques concentram-se em enxames bem específicos; possuem granulação diferenciada de acordo com seu posicionamento e idade, além de espessura e comprimento amplamente variável no segundo planalto paranaense, principalmente ao Norte da cidade de Ponta Grossa (Raposo, 1995). A direção dessas estruturas fora originalmente paralela ao eixo do arco, ou seja, NW, migrando para unidades de idade mais recentes de quadrante NE, mais relacionadas a ativação dos lineamentos que bordejam a área do arco.

5.1.3. Recursos Minerais Associados

Os recursos minerais explorados na Área de Influência do empreendimento se concentram em jazidas específicas predominantemente localizadas às margens do rio Iguazu e nas áreas de influência fluvial. Correspondem a arenitos, areias fluviais, calcários, argilas e caulim quase sempre vinculados a Formação Furnas e aos sedimentos inconsolidados do cenozóico. Pela dominância geológica, especialmente os arenitos aparecem como as rochas mais exploradas, remontando ao início da ocupação de origem européia nos municípios de Lapa. Seu emprego é observado propriamente na arquitetura e nos monumentos construídos, a exemplo da Figura 14, a seguir.



Figura 14 – Muro de arenito avermelhado - compatível com os litotipos da formação Furnas - em residência do município de Lapa.

Ao longo do trecho de estudo do rio Iguaçu na AID, a montante do centro da cidade de Porto Amazonas foi observada uma lavra de areia fluvial e outra de extração de blocos de arenito, ambos empregados para a construção civil. Ao todo, na área de influência indireta encontram-se 35 empreendimentos minerários na situação de concessão de lavra.

Embora os estudos geológicos da BSP evidenciem a ocorrência de veios carboníferos de pequena espessura, intercalados na sequência sedimentar dos membros da formação Furnas, o maior potencial mineral desta formação sedimentar parece ser os hidrocarbonetos formadores de reservas comerciais de petróleo e gás natural. Mesmo não existindo jazidas comerciais, os estudos e sondagens realizados pela Petrobrás indicam que pelo menos as reservas de gás natural apresentam potencial viabilidade comercial.

Segundo a MINEROPAR (2009) os municípios de Lapa, Palmeira e Porto Amazonas estão inseridos na região mineradora denominada Metropolitana Sul - Curitiba, sendo aquela que concentra a produção mineral do Estado do Paraná, possuindo 1.012 estabelecimentos da indústria mineral, que produziram 6,8 milhões de toneladas e geraram 10.157 empregos diretos.

Os municípios de Porto Amazonas e Lapa possuem como principal recurso explorado a areia, derivada dos litotipos areníticos e dos depósitos de aluvião as margens dos rios. Em 2004 foram extraídos 4.103 m³ deste material. Além disso, no território de Lapa explorou-se 1.539 m³ de arenito, 2.788 m³ de argila e 5.220 m³ de calcário.

De acordo com o Sistema de informação geográfica (Sigmim) do DNPM existe especificamente na AID do empreendimento uma ocorrência de lavra mineral (arenito) realizado em uma área de 14,58 hectares, localizada próximo ao final do remanso projetado da PCH Cherobim. Na realidade, segundo o projeto técnico do empreendimento, parte dessa área poderá ser afetada ou até mesmo indisponibilizada por conta da revegetação do entorno do lago.

5.1.4. Geomorfologia

Geomorfologia Regional

No contexto geomorfológico regional, a área de influência do empreendimento localiza-se inteiramente no que a literatura específica consagra desde os trabalhos clássicos de Maack e Bligarella na segunda metade da década de 40 de *Segundo Planalto Paranaense*.

O *Segundo Planalto Paranaense* pode ser considerado através da metodologia proposta por Ross (1990) para o mapeamento geomorfológico e já consagrada, sobretudo nas décadas de 50 e 60 por autores de escola russa de geografia física, como uma das cinco unidades de 2º táxon que demarcam o território do Estado do Paraná. (vide Figura 15)

No esforço metodológico para o mapeamento geomorfológico do Estado do Paraná empreendido por Santos *et al* (2006), o *Segundo Planalto Paranaense* corresponde a uma unidade morfoescultural que apresenta dezesseis sub-unidades morfo-esculturais, sendo a maior, o Planalto de Ponta Grossa; aquele que durante muitos anos fora

utilizado unicamente como seu sinônimo exclusivo, e onde se insere a área de influência integral da Pequena Central Hidrelétrica Cherobim.

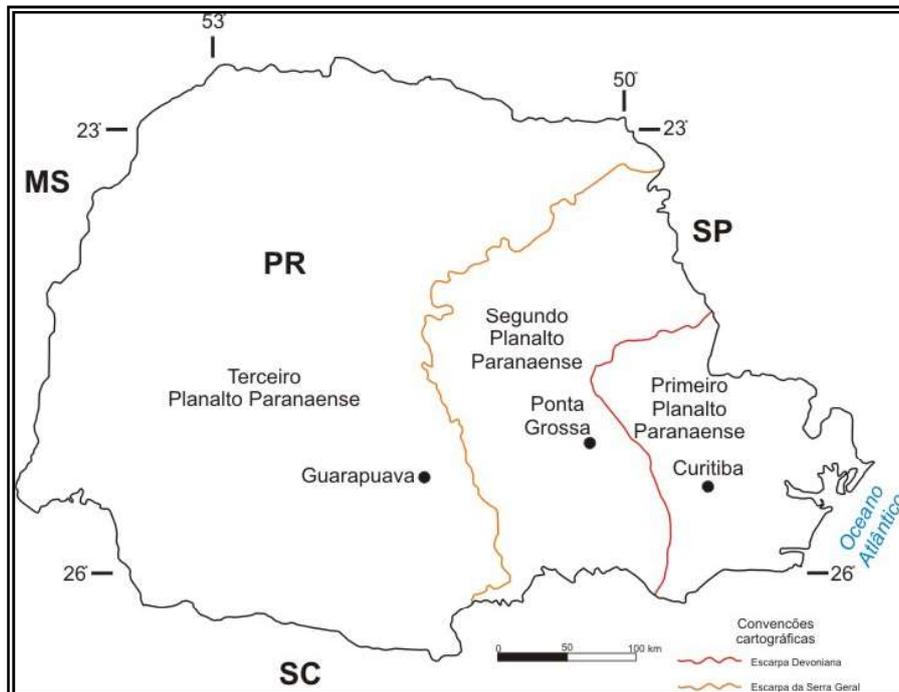


Figura 15 - Localização e conformação dos três planaltos do estado do Paraná, de leste para oeste: Primeiro, Segundo e Terceiro Planaltos (Fontes: MAACK, 1948 e UEPG, 2007).

Para Bigarella *et al* (1994) e Bigarella *et al* (1997) o *Segundo Planalto Paranaense* corresponde a um *reverso de cuesta* dotado de um mergulho suave para oeste. Funciona como um relevo intermediário entre o embasamento arqueano de formas peneplanizadas da Série Açungui, aflorante a Leste (*Primeiro Planalto Paranaense*) - sobre a qual se depositou a porção basal da BSP - e a conseqüente litologia aqui abordada - e a borda soerguida da escarpa basáltica a Oeste (Serra da Esperança e o Planalto de Guarapuava), já no Terceiro Planalto Paranaense.

Apresenta uma paisagem evoluída dos relevos do tipo tabuliforme com feições marcantes como mesetas, testemunhos, patamares e platôs. Autores como Bigarella *et al*(1994) e Casseti (1991) defendem que as esculturas dos planaltos tabuliformes (figuras 16 e 17) como as ocorrentes na área de estudo, derivam da alternância dos processos químicos e físicos sobre uma estrutura litologicamente diferenciada. A evolução fisiográfica da paisagem é ao longo do tempo geológico desempenhada através da oscilação temporal dos ritmos e fenômenos climáticos (frio, quente, úmido e seco, chuva, gelo e vento) e, conseqüentemente da variação da ação erosiva dos rios, mares, lagos e da influência da composição florística e até mesmo faunística, que orientam as tendências de erodibilidade dentro de uma paisagem geomorfológica através de uma autêntica combinação matemática, claramente orientada a desagregação.

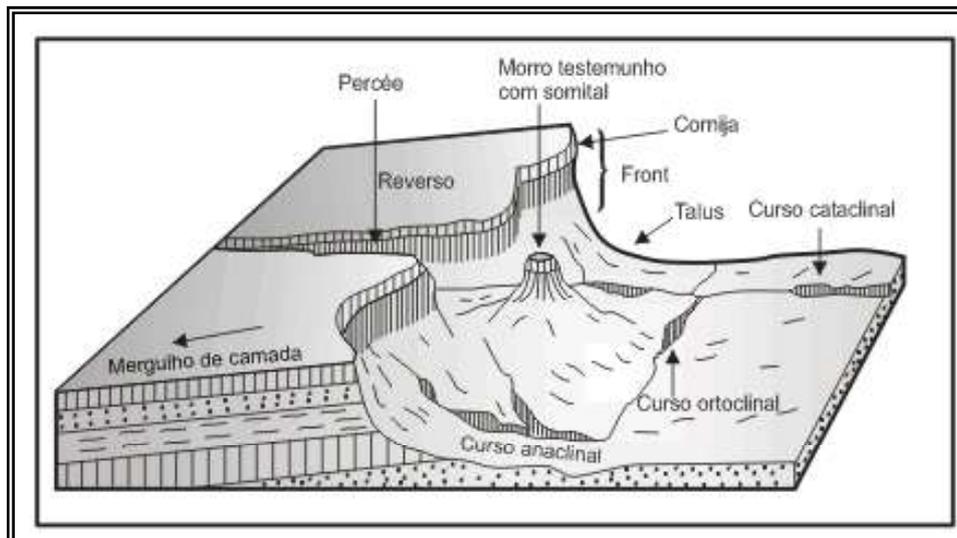


Figura 16 – Exemplo das formas de um típico relevo *tabuliforme* em condições climáticas secas (Caseti, 2005)

O *Segundo Planalto Paranaense* é a única unidade planáltica cujo modelado é dado por estruturas monoclinais e sub-horizontais, cujas formas derivam exclusivamente da composição mineralógica de rochas sedimentares de idade paleozóica. Sua limitação com as rochas cristalinas é abrupta ao norte da cidade de Ponta Grossa (correspondente a forma da reconhecida Escarpa Devoniana - nomenclatura errônea para uma autêntica frente de cuesta cuja modelagem se processou no cenozóico) diluindo-se ao sul, quando a passagem para o domínio metamórfico. Muito mais sutil, a paisagem de interface geomorfológica destaca de um lado colinas alongadas e arredondadas e, de outro, as mesetas areníticas escarpadas e colinas com radiais mais abertos, sulcadas pela ação das drenagens que condicionam em amplitude a evolução vertical do relevo.



Figura 17 – Vastidão planáltica vinculada ao Segundo Planalto Paranaense. Nota-se decréscimo altimétrico para a paisagem de fundo, (foto direcionada para NE).

Segundo Santos et al (2006) as maiores altitudes do *segundo planalto* (1.300 metros), são encontradas a leste, na subunidade do Planalto de São Luiz do Purunã. Já os pontos mais baixos, com cerca de 400 metros, estão situados na parte norte, junto ao Terceiro Planalto, na subunidade do Planalto de Santo Antônio da Platina. Pelo gradiente de 900 metros têm-se grande quantidade de formas, desde relevos de reverso, marcadamente tabuliformes e patamarizadas até formas residuais como os morros testemunhos, somitais, canhões e gargantas epigênicas.

Este planalto comporta-se como um plano de declive, com suave caimento para oeste, sudoeste e noroeste, onde rios como o Tibagi, o Pitanguí, o Iapó e o Iguaçu, por exemplo, são considerados rios antecedentes; isto é, tiveram sua origem antes do estabelecimento da atual configuração geomorfológica.

O *Segundo Planalto Paranaense* apresenta assim características gerais de um sistema heterogêneo, com variação na alteração/resistência das camadas, fato que configura uma diversidade de formas. De planalto predominantemente suave ondulado, com aspecto senil, ele também grada para vastidões fortemente onduladas e relevos escarpados com vertentes em perfis de equilíbrio. A presença de serras e espigões e terrenos de é ora entremeada por paisagens de exceção com feições únicas na paisagem paranaense, como os arenitos de Vila Velha, as furnas ou poções de desabamento, as gargantas epigênicas (*percées*) e as inúmeras e bizarras *lapas* pseudocársticas.

Os terrenos vinculados ao *Segundo Planalto Paranaense* tornam-se mais acidentados e angulosos na medida da aproximação a escarpa triássica a oeste. Segundo Bigarella et al. (1994) os calcários e os leitos silificados da Série Passa Dois formam linhas de cuesta incipientes e constituem verdadeiros patamares estruturais com abruptos rochosos, diferentes daqueles da porção meridional.

Geomorfologia local

O Planalto de Ponta Grossa

Caracterizadamente, o Planalto de Ponta Grossa é a maior subunidade do *Segundo Planalto Paranaense* com cerca de 16.600 km², correspondendo a quase 38% dos 43.956 km². Ocupa integralmente o espaço de influência deste estudo para o meio físico.

O planalto de Ponta Grossa, antiga e erroneamente denominado de *depressão periférica* apresenta segundo algumas generalidades ao longo de sua vastidão. Dentre elas podem-se citar:

- domínio geológico vinculado aos arenitos do Grupo Paraná e Itararé e aos sedimentos cenozóicos inconsolidados.
- relevos predominantemente classificados como de dissecação média com pouca profusão de vertentes abruptas e terrenos escarpados. Os topos são alongados e planos, embora a ocorrência de serras e espigões seja restrita (Santos et al, 2006);
- vales em U, de fundo achatado formando também gargantas epigênicas, com especial influência de deformação pela tectônica epirogênica, responsável pela superimposição de drenagem antecedente do Rio Iguaçu;

- vertentes retilíneas e côncavo-convexas, com predominância de radiais abertos e relativa ausência de rupturas de declive, a exceção das pequenas escarpas e canhões das drenagens principais;
- gradientes de altitude atingindo até 600 metros, com a faixa hipsométrica mais comum sendo aquela compreendida entre as isoípsas de 800 e 1000 metros (Figura 18);



Figura 18 - Detalhe da paisagem suave-ondulada vinculada ao Planalto de Ponta Grossa.

- terrenos com moderada a alta suscetibilidade à erosão laminar ou movimentos de massa. Estão classificados por Santos *et al* (2007) como moderadamente suscetíveis a erosão devido a desagregação mecânica e a relativa constância na perda de solo.
- Em termos morfoclimáticos, correspondem ao domínio do Planalto das Araucárias (Ab'saber, 1967) com a presença de uma vegetação campestre e florestal mista.

Feições locais relevantes

O Planalto de Ponta Grossa é constituído por um modelado pouco saliente, sendo os principais aspectos paisagísticos aqueles relacionados ao resultado dos processos erosivos e de dissecação fluvial.

O modelado normal na AID é interrompido pela frequência de feições ruiformes nos arenitos da formação Furnas. Com características pseudocársticas marcantes, os afloramentos areníticos são atacados com vigor pela infiltração da água da chuva, sendo que seus sistemas poliédricos – herdados durante a compactação após a deposição glacial – acabam por expor um padrão poligonal grosseiro visualizado na superfície da rocha (Figura 19).



Figura 19 – Feições ruiformes do arenito furnas aflorando próximo à sede do Haras Valente.

Segundo Bigarella *et al* (1994:182) com o avanço do processo de infiltração, formam-se sulcos mais profundos dando surgimento a colunas denteadas e, torres e pilares que podem atingir localmente até 1,3 m de altura (Figura 20). A dissolução do material intersticial e a infiltração da água nas diáclases contribuem para salientar cada vez mais a estrutura do arenito. A evolução da erosão tende a completa desintegração dos maciços.



Figura 20 - Erosão pluvial agindo sobre o arenito Furnas (Intemperismo físico).

Outra característica concomitante a dissolução, trata-se da formação das crostas superficiais dos arenitos. O composto mineral associado corresponde a atuação de Fe_2O originário com a *exteriorização* de água e minerais do interior da rocha através de capilaridade, que se liga quimicamente ao oxigênio do ar criando uma carapaça marcadamente duras que podem aglutinar tanto formas cársticas minúsculas, a semelhança de ramos de couve-flor, como grandes *pseudolapiás*.

Lembra-se especificamente que a escultura dos arenitos retrata a influência do clima pretérito, característico de estepe que alternava estações úmidas e secas, especialmente durante o pleistoceno. A alteração do nível da água em superfície e subsuperfície e a insolação freqüente ocasionou intemperismo por oxidação e dissolução direcionando gradativamente o ataque erosivo.

Outra feição intempérica proeminente na AID trata da ação dos organismos, principalmente os líquens e da vegetação sobre as superfícies rochosas (Figura 21).

Com a excreção de poderosos agentes quelantes, essa associação simbiótica é responsável pela aceleração da alteração química através da liberação de gás carbônico e ácidos orgânicos (entre eles o ácido oxálico - agente mais eficaz na alteração da rocha), os líquens favorecem no escurecimento de blocos rochosos e a consolidação de uma *proto-serrapilheira* que serve muitas vezes para o estabelecimento de plantas superiores.



Figura 21 - Intemperismo biológico (líquens crustáceos) agindo sobre a superfície do arenito Furnas.

Embora o crescimento dos líquens seja bastante lento, a atuação desses organismos causa impacto importante na matriz rochosa, absorvendo e atacando minerais secundários como a biotita e sílica e empobrecendo sua agregação. Conseqüentemente, a constante evolução da vegetação promove a instalação de arbustos e arvoretas, fato que possibilita o início de uma desagregação mecânica das rochas através da fissuração.

No tocante ao domínio morfoclimático deve-se ressaltar na AID e AII a estreita relação entre a cobertura vegetal e os elementos morfológicos descritos regionalmente:

a) Nas áreas abertas, sob paleossolos areníticos de inclinação suave, compatíveis aos topos e rampas do planalto vicejam campos antrópicos, intensamente preteridos por plantações de cultivos agrícolas e silviculturais. Sobre a grande quantidade de afloramentos rochosos são observados cactáceas e um rol de plantas adaptadas a reduzida disponibilidade mineral.

b) Nas incisões das drenagens instaladas, ocorrem, dependendo da declividade do terreno e da topografia do fundo dos vales umidade, matas galerias autênticas com presença de uma vegetação florestal adaptada a maior umidade. Espécies arbóreo-arbustivas e rupícolas localizam-se nos partes da calha onde é marcante a presença de canhões.

Outros aspectos geomorfológicos importantes para a caracterização local tratam-se das linhas de pedra (Figura 22) e as turfeiras.

As primeiras são feições paleo-geomorfológicas consideradas como pedimentos detríticos, indicadoras genéricas da mudança temporal para ambientes mais secos em escala macro. São topicamente identificadas localizadas nas zonas de contato entre o material coluvionar (detritos que foram transportados ao longo do processo de evolução das vertentes) e o material eluvionar (composição detrítica, intemperizada *in situ*) embora muitas vezes sejam verticalmente discordantes devidos aos intervalos de atuação dos fluxos torrenciais. Ab'Sáber (1968) apud Bigarella (2007) descreve as linhas de pedra ou *stone-lines* como depósitos de vertentes associados à morfogênese mecânica, constituindo “o saldo detrítico mais grosso e pesado que estava em trânsito para os talvegues, mas que foram interrompidos em sua marcha, vertente abaixo, pelo retorno das condições climáticas morfogenéticas ou pedológicas relacionadas a uma morfogênese química e biogênica.



Figura 22 – Linhas de pedra separando material coluvionar de diferentes idades. Embora para alguns autores não necessariamente elas indiquem variações paleoclimáticas abruptas, para o planalto sedimentar paranaense elas parecem demonstrar a transformação tópica para um ambiente frio e seco em uma linha de tendência temporal predominantemente mais úmida.

As linhas de pedra podem possuir espessuras variáveis, mas são também resultantes da movimentação descendente de material pedregoso e de sua acumulação horizontal gradativa em sub-superfície. São constituídas de material grosseiro (centimétricos a decimétricos) geralmente feldspático e quartzoso dispostos em uma antiga superfície de erosão, por isso, nem sempre acompanham em paralelismo a linha de superfície atual.

As turfeiras são outras feições comuns em ambientes planálticos úmidos. Ocorrem desde o Rio Grande do Sul em altitudes variantes correspondendo a depressões intercolinares geralmente em regiões fissurais que possibilitam o afloramento do nível freático e represamento do lençol em superfície em uma pequena área com o estabelecimento de briófitas. São áreas naturalmente munidas pelos índices de precipitação, e/ou de influência fluvial sendo comum variação de nível da água conforme a estação. Formam ambientes propícios para ocorrência de solos moles e essencialmente orgânicos (hidromórficos), de reduzida espessura e com acidez elevada, devido ao intenso saturamento por água. São aproveitados pelos produtores rurais para provimento de água para os rebanhos, sendo que suas adjacências são excepcionalmente sujeitas a erosão do tipo pisoteamento (*sheet erosion*).

5.1.5. Pedologia

Do ponto de vista pedológico, a área de influência direta e indireta da PCH Cherobim é ocupada por solos dos grupos latossolo, cambissolo, gleissolo, argissolo e neossolo, todos eles associados ao Segundo Planalto Paranaense. Destaca-se que a área diretamente afetada pelo empreendimento é ocupada por cambissolos háplicos. Ainda na ADA podemos apontar a presença de Organossolos em áreas restritas.

Segundo Bognola *et al.* 2002, os solos encontrados no Segundo Planalto são em geral arenosos ou de textura média, em virtude do domínio de rochas da Formação Furnas, porção basal do Grupo Campos Gerais, sendo formada por arenitos de textura muito variável, localmente conglomeráticos e com intercalações de clásticos siltico-argilosos.

Os cambissolos são, em geral, poucos profundos (50-100cm), moderadamente a bem drenados (horizontes A, B e C) com transições claras entre os horizontes e certo grau de evolução, porém não o suficiente para meteorizar completamente minerais primários de mais fácil intemperização, como feldspatos, micas, hornblenda e outros (Bognola *et al.* 2002).

Independente do horizonte A sobrejacente os cambissolos caracterizam-se pela presença de minerais primários e fraca cerosidade. Têm textura predominantemente franco-arenosa, com elevado teor de silte e estrutura aparente em blocos subangulares. Esse solo apresenta ainda um gradiente textural de baixo a médio e coloração variando entre bruna e amarela. Normalmente esse tipo de solo está disposto sobre saprólitos ou rochas desestruturadas.

Agronomicamente são solos de baixa fertilidade natural, com aptidão agrícola para pastagens, embora também possam ser utilizados para silvicultura e culturas permanentes e temporárias, quando nas condições de um horizonte B argiloso mais espesso. São moderadamente suscetíveis a erosão e possuem forte impedimento a mecanização.

Os solos da ordem dos Argissolo são solos variáveis em profundidade, porém, apresentam-se geralmente poucos profundos (IBGE, 2007). Outra característica marcante é um aumento de argila do horizonte superficial A para o subsuperficial B que é do tipo textural (Bt). O horizonte B apresenta-se normalmente com um acréscimo brusco de argila ocasionada por meio de iluviação, e o horizonte A de pequena espessura e visualmente mais arenoso e orgânico, podendo ser definido conforme análise química entre horizonte moderado ou húmico. Predominam nas subordens vermelho-amarelos, com características de alta saturação por alumínio.

Embora ocorram na área de estudo no limite de subordem distrófica, são solos que pelo gradiente textural acumulam água no horizonte B. Estão recomendados para prática de agricultura mecanizável, silvicultura e cana-de-açúcar, desde que corrigidos quimicamente (IBGE (2007). Associam-se lateralmente e em sotoposição, especialmente em ocasiões de vertentes convexas e modelado de colinas e morrarias aos cambissolos distróficos, já descritos anteriormente (Figura 23). Essa associação pode-se relacionar as condições alóctones dos solos câmbicos.



Figura 23 - Perfil de argissolo na zona rural do município de Porto Amazonas.

O latossolo é constituído por material mineral (horizonte A e B) tendo importante utilização do Estado devido às ótimas propriedades físicas, aliadas às condições de relevo bastante favoráveis. São solos muito evoluídos, em função das transformações sofridas pelo material de origem, predominando na sua constituição os óxidos de ferro-alumínio e caulinita (Bognola *et al.* 2002) (Figura 24).



Figura 24 - Perfil de Latossolo na zona rural do município de Porto Amazonas. Note a constituição estrutural em blocos subangulares e tons brunados - característica macroscópica dos tipos distróficos.

Os latossolos são solos mais desenvolvidos, ocorrendo especialmente nas áreas mais altas e de baixa declividade. Constituem-se de solos profundos e medianamente profundos, com formação de argila em baixa atividade e troca catiônica. Apresentam teor de silte inferior a 20%, argila variando entre 15% e 80%, e horizonte B latossólico, caracterizado por avançado estágio de intemperização. Sua cor geralmente varia de feições amareladas (Latossolo Amarelo, Latossolo Bruno, Latossolo Vermelho-Amarelo). Sofrem intensa ressecagem e lixiviação o que limita o seu uso para plantio agrícola em seu estágio atual (sem corretivos e fertilizantes).

O gleissolo por sua vez, ocorrentes em pequenas áreas espaçadas é um solo de fácil reconhecimento. Característicos de áreas alagadas ou sujeitas a alagamento são poucos profundos, apresentam cores acinzentadas dentro de até 50 cm de espessura. São mal drenados, fato que compromete sua aptidão agrícola e estritamente condicionados pelo relevo e natureza do material originário. Apresenta cores neutras nos horizontes subsuperficiais em virtude da redução do ferro, indicativo de gleização. e em alguns casos, acúmulo superficial de matéria orgânica (Bognola *et al.* 2002) (Figura 25).



Figura 25 - Perfil de horizonte tipo glei na zona rural do município de Porto Amazonas

Na área de estudo característica da camada superficial dos gleissolos observados fora compatível com camada A proeminente e moderada, provavelmente hístico ou húmico (a depender de análise química), com influência do lençol freático em menos do que 20 cm de profundidade. Não apresenta concreções litoplínticas ou ainda mosqueados aparentes. A porosidade é abundante e a presença de raízes é comum até 10 cm de profundidade.

O neossolo caracteriza-se como um solo pouco evoluído, apresentando material mineral proveniente da rocha matriz em sua constituição e pequena espessura em seu perfil. O material de origem que o constitui dificulta o intemperismo e, juntamente com as condições do relevo, pode impedir ou limitar sua evolução.

São considerados solos jovens, pela incompletude do perfil, na medida em que possuem supressão de horizontes com a passagem do horizonte A diretamente para o C ou para a camada R lítica. Apresenta material proveniente da rocha matriz no perfil do horizonte.

Na área de estudo são encontrados neossolos litólicos e quartzarênicos. Ambos dispõem de um horizonte A proeminente com maior percentual de argila. A coloração dos horizontes subjacentes possui matizes bruns e por vezes caráter psamítico, por conta da natureza geológica e dos processos de deposição em camadas. São pouco evoluídos em termos pedogenéticos, apresentando pequena espessura.

Os tipos quartzarênicos encontram-se em vertentes suaves, com inclinação até 8%. Correspondem a *pedons* de constituição arenosa e estrutura granular, com maior decréscimo de croma a partir do horizonte superficial. São constituídos por areia fina de coloração cinza escuro a cinza-claro e pouco coesa, podendo conter condições saprolíticas em até 100 cm de profundidade.

Na pedologia local também se observam os tipos organossolos hidromórficos fólicos. Ambos são solos restritos a ambientes restritos e descontínuos. Os solos hidromórficos

localizam-se junto aos sopés de vertentes e ao longo dos pequenos cursos de drenagem. São solos profundos a medianamente profundo com horizonte A proeminente ou chernozêmico e alta concentração de matéria orgânica com diminuição conforme aumento da profundidade. Associam-se também a ambientes turfosos em pequenos baixios com interceptação superficial do freático. Desta forma, sua disponibilidade hídrica é alta, o que favorece a acumulação de animais e nutrientes indispensável para a base da cadeia trófica.

Em termos edáficos, os solos de condições hidromórficas são tipos pouco utilizados na agricultura devido a sua localização e extensão específica e as dificuldades relacionadas ao uso e manejo: condições de pH ácido, falta de nutrientes, excesso de água e a custosa adaptação agrícola à sua mecanização.

5.1.6. Recursos Hídricos

Hidrografia

O empreendimento em questão está inserido na Bacia Hidrográfica do rio Iguaçu, especificamente na unidade hidrográfica Alto Iguaçu - Ribeira (Figura 26). A bacia do Iguaçu cobre uma superfície de 55.024 km². Considerando a soma das áreas do Brasil e da Argentina, a bacia do Rio Iguaçu cobre uma superfície de 70.800 km². (SEMA, 2009).

O rio Iguaçu nasce próximo à Serra do Mar, na parte leste do município de Curitiba. O curso do rio segue o sentido leste/oeste com algumas partes servindo de divisa natural entre os estados do Paraná e Santa Catarina, bem como em certo trecho do seu baixo curso faz a fronteira entre o Brasil e a Argentina (província de Misiones) até desaguar no rio Paraná.

O curso do rio Iguaçu não apresenta quedas significativas até chegar ao local do Salto Caiacanga, área onde será implantada a PCH Cherobim. A região do salto é formada inicialmente por elevações de pequenas alturas e, ao longo do percurso do rio, formam-se planos levemente ondulados.



Figura 26 – Unidades Hidrográficas de Gerenciamento dos Recursos Hídricos. Fonte: SUDERSHA (2009)

Uso da água

A unidade hidrográfica do Alto Iguaçu, situada na área de abrangência dos municípios de Lapa e porto Amazonas, possui cinco tipos de uso consuntivo, sendo eles: abastecimento público, industrial, agricultura (figura 27), pecuária e mineração.



Figura 27 – Plantação de soja às margens de um tributário do rio Iguaçu.

O abastecimento público é o setor onde há maior demanda hídrica, 8.049,9 L/s. O setor industrial apresenta um consumo total de 1.555,0 L/s, seguido pelo setor agrícola com 1.065,0 L/s. O setor pecuarista consome 152,0 L/s e o mineral 4,6 L/s (SUDERHSA, 2009).

Quanto ao número de efluentes lançados nesta unidade hidrográfica, os setores de abastecimento público e industrial são os maiores contribuintes, com 3.359,0 l/s e 1.037,5 l/s, respectivamente. O setor agrícola despeja 10,7 l/s, o pecuarista 17,9 l/s e o mineral de 0,5 l/s. Somente o setor de abastecimento público está equipado com rede coletora, onde 74,1 % das emissões são tratadas através de Estação de Tratamento de Esgoto – ETE. As unidades do setor industrial possuem tratamento individual, onde 91,7% dos efluentes gerados são tratados. (SUDERHSA, 2009) (Quadro 06).

Quadro 06 – Índice de demanda hídrica e lançamentos de efluentes na unidade hidrográfica do Alto Iguaçu.

Setor	Consumo (l/s)	Efluentes (l/s)	% Coleta	% Tratada	Cargas poluidoras (Kg DBO/dia)
Abastecimento Público	8.094,90	3.359,00	74,1	69,7	67.370,40
Industrial	1.555,00	1.037,50	0	91,7	1.175,80
Agricultura	1.065,00	10,7	0	0	-
Pecuária	152	17,9	0	0	5.006,60
Mineração	4,6	0,5	0	0	-

Fonte: SUDERHSA (2009)

O setor de turismo e lazer caracteriza-se como o principal uso não consuntivo das águas na unidade hidrográfica do Alto Iguaçu. Destacam-se represas, parques e estâncias hidrotermais.

Com relação à contribuição pluviométrica, predominam os meses com pluviosidade média, correspondendo a 51% dos dias do ano, seguindo por um trimestre chuvoso, com 30% e outro seco, com 19% de pluviosidade. O índice anual da pluviometria é de 1.529 mm (Figura 28).

O balanço da disponibilidade hídrica natural da unidade hidrográfica do Alto Iguaçu apresenta índices de 48.186,79 L/s de vazão em noventa e cinco por cento do tempo ($Q_{95\%}$) e 215.625,8 L/s de vazão média de longo termo (Q_{LT}). Como a demanda hídrica é de 10.872,4 L/s e o total de efluentes lançados nos cursos d'água é 4.099,0 L/s, o balanço hídrico considerando a $Q_{95\%}$ apresenta saldo positivo de 42.724,9 L/s.

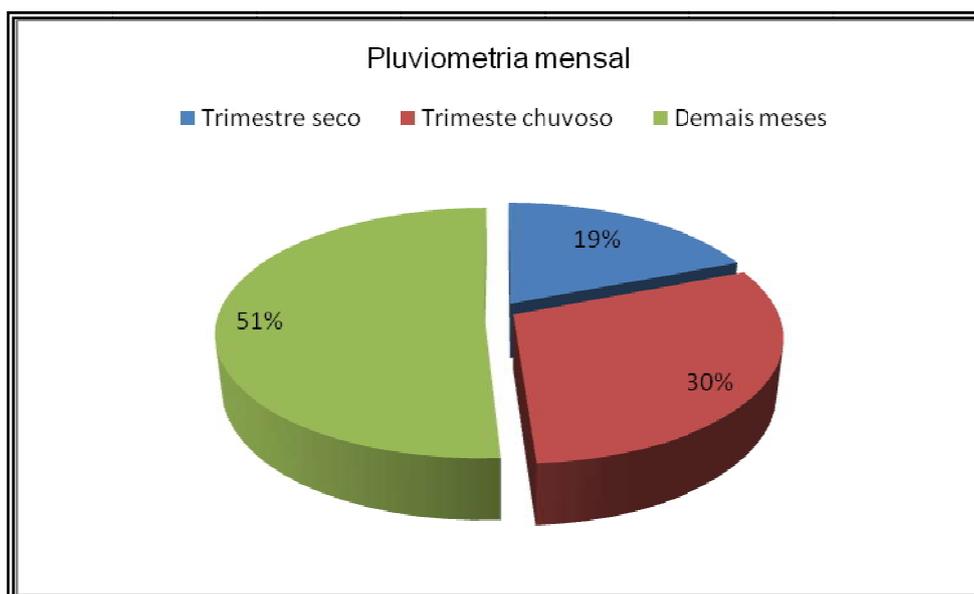


Figura 28 – Pluviometria da unidade hidrográfica do Alto Iguaçu.

Qualidade da água

O conhecimento da situação dos parâmetros de qualidade da água nas bacias hidrográficas tem papel fundamental na gestão de recursos hídricos. A SUDERHSA opera uma rede de monitoramento no estado do Paraná analisando diversos parâmetros sistematicamente. A partir dos dados de monitoramento são calculados índices de IQA para as unidades hidrográficas analisadas. O *Diagnóstico das Demandas e Disponibilidades Hídricas Superficiais*, elaborado pela SUDERHSA, publicou os índices de IQA na unidade hidrográfica Alto Iguaçu-Ribeira. As estações com relevância para o estudo situadas no rio Iguaçu com seus respectivos índices de qualidade da água estão listadas no Quadro 07.

Quadro 07 – Índices de Qualidade da Água (IQA) nas estações de monitoramento localizadas ao longo do rio Iguaçu, na unidade hidrográfica do Alto Iguaçu.

Estação	Código ANA	Latitude	Longitude	IQA	Nível de Influência dos Parâmetros no IQA
Ponte BR-277	65.009.000	25°29'00"	49°11'21"	37	DBO- Moderado Turbidez - Moderado Fósforo Total - Relevante Coliformes - Moderado Condutividade - Moderado
Balsa Nova	65.028.000	25°35'14"	49°37'54"	41	DBO- Moderado OD - Moderado Fósforo Total - Moderado Coliformes - Moderado Condutividade - Moderado
Porto Amazonas	65.035.000	25°32'53"	49°53'22"	58	DBO- Relevante Coliformes - Moderado Condutividade - Moderado
Fluviópolis	65.220.000	26°01'09"	50°35'33"	60	Fósforo Total- Moderado Coliformes - Moderado

Fonte : SUDERHSA (2009).



Figura 29 – Localização das Estações de Monitoramento da Qualidade da Água

Analisando o Quadro 07 e a Figura 29, nota-se a grande influência da região metropolitana de Curitiba na emissão de carga poluidora sobre o rio Iguaçu. O índice da estação Ponte BR-277 (extrema montante) aponta IQA 37, classificado como ruim de acordo com os parâmetros da SUDERHSA. Esse índice reflete a falta de tratamento de grande parte do esgoto doméstico gerado na região.

Observa-se que ao longo do rio Iguaçu, o índice de qualidade da água aumenta gradativamente devido à menor geração de carga poluidora, aumento da vazão devido à contribuição dos afluentes e capacidade de autodepuração do rio.

A estação de Porto Amazonas, a mais próxima do empreendimento, apresenta IQA 58, classificado como regular. Segundo a SUDERHSA (2009), a DBO foi o parâmetro mais relevante na determinação desse valor, seguido por coliformes e condutividade.

Classificação dos cursos d'água

A Portaria SUREHMA n° 020/92, enquadrando os rios da Bacia do Iguaçu de acordo com a Resolução CONAMA 020/1986, revogada pela Resolução CONAMA 357/2005.

Segundo esse enquadramento, todos os rios da bacia do Iguaçu pertencem à classe 2. Segundo o CONAMA as águas dos rios de classe 2 podem ser destinadas:

- a) ao abastecimento para consumo humano, após tratamento convencional;
- b) à proteção das comunidades aquáticas;
- c) à recreação de contato primário, tais como natação, esqui aquático e mergulho, conforme Resolução CONAMA n° 274, de 2000;
- d) à irrigação de hortaliças, plantas frutíferas e de parques, jardins, campos de esporte e lazer, com os quais o público possa vir a ter contato direto; e
- e) à aquicultura e à pesca.

Algumas excessões foram consideradas, e dentro da AII do empreendimento, destaca-se o enquadramento do Rio dos Papagaios e seus afluentes, desde suas nascentes até o Recanto dos Papagaios, como classe especial.

A Resolução CONAMA 357/2005 estabelece que as águas da classe especial podem ser destinadas:

- a) ao abastecimento para consumo humano, com desinfecção;
- b) à preservação do equilíbrio natural das comunidades aquáticas;
- c) à preservação dos ambientes aquáticos em unidades de conservação de proteção integral.

Cotas médias mensais

A estação fluviométrica Porto Amazonas (65035000) localizada no rio Iguazu, possui área de drenagem de 3.662 km² e conta com leituras de cotas médias diárias e vazões médias diárias efetuadas no período entre agosto de 1935 e abril de 2009 disponibilizados pela SUDERHSA, tendo falha de leituras entre o período de 09 a 15 de julho de 1983. A mesma estação possui dados disponibilizados no sistema de informações hidrológicas “Hidroweb” – ANA contando com leituras ininterruptas de vazões médias diárias durante o período de agosto de 1935 à dezembro de 2005 e com leituras de cotas médias diárias durante o período de agosto de 1935 à julho de 2007.

Os dados de cotas médias diárias fornecidos pela SUDERHSA e pela ANA foram comparados e são apresentados na Figura 30.

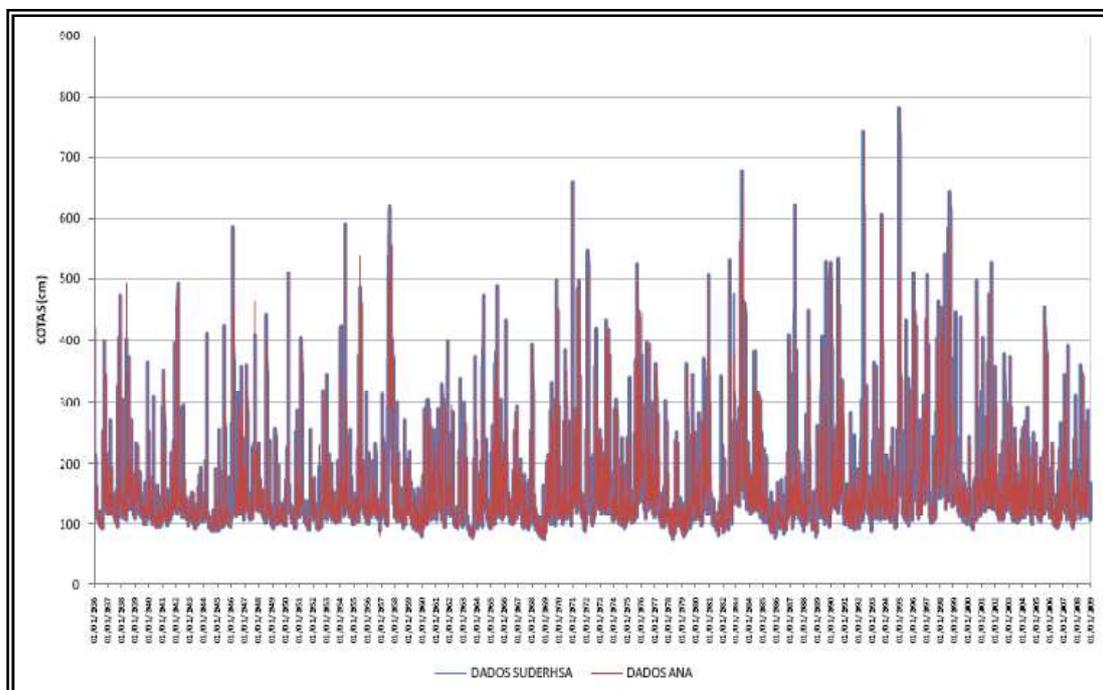


Figura 30 – Comparação entre as cotas médias diárias disponibilizadas pela ANA e pela SUDERHSA

Vazões médias mensais

A série de vazões médias mensais no local da PCH Cherobim foi obtida através da regionalização linear dos dados históricos mensais do posto fluviométrico Porto Amazonas (65035000). A equação utilizada para a regionalização das vazões médias mensais é a seguinte:

$$Q_{\text{PCH Cherobim}} = Ad_{\text{PCH Cherobim}} / Ad_{\text{Posto Porto Amazonas}} \times Q_{\text{Posto Porto Amazonas}}$$

Onde $Q_{\text{PCH Cherobim}}$ é a vazão no local do aproveitamento; $Ad_{\text{PCH Cherobim}}$ é a área de drenagem do local do aproveitamento; $Ad_{\text{Posto Porto Amazonas}}$ é a área de drenagem do Posto Porto Amazonas e $Q_{\text{Posto Porto Amazonas}}$ é a vazão no Posto Porto Amazonas;

Quadro 08 – Vazões Características na PCH Cherobim

Mês	Mínimo	Máximo	Médio
Janeiro	13,33	371,27	78,37
Fevereiro	18,02	233,64	83,70
Março	20,67	199,94	73,52
Abril	9,30	202,53	49,56
Maio	11,76	233,91	58,61
Junho	11,04	258,98	61,63
Julho	8,23	456,32	69,28
Agosto	7,92	271,02	55,95
Setembro	8,03	278,93	68,11
Outubro	13,08	278,96	75,58
Novembro	14,57	188,23	65,06
Dezembro	8,01	164,76	62,77

Procurando apenas se considerar anos completos, os dados relativos ao ano de 1935 foram desprezados, já que seus registros foram efetuados somente a partir do mês de agosto. Portanto, o período considerado nestes estudos tem início em janeiro de 1936 e estende-se até dezembro de 2008, totalizando 73 anos de leitura. A vazão média de longo termo obtida para o local da usina neste período foi igual a 66,85 m³/s.

A curva de permanência do local do aproveitamento foi obtida a partir da análise de frequência acumulada das vazões médias mensais. A Figura 31 e o Quadro 09 apresentam a curva de permanência e os respectivos valores obtidos.

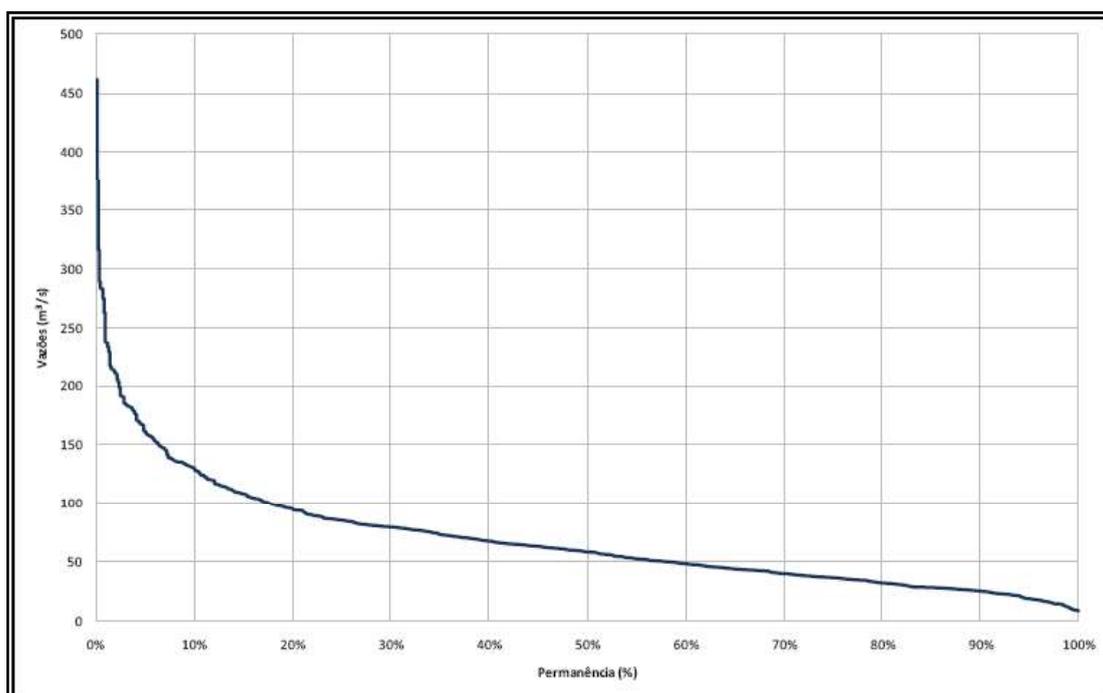


Figura 31 – Curva de Permanência de vazões médias mensais da PCH Cherobim.

Quadro 09 – Permanência de vazões médias mensais da PCH Cherobim.

Permanência (%)	Vazão (m³/s)
10%	124,06
20%	92,22
30%	78,32
40%	66,21
50%	57,24
60%	47,83
70%	39,31
80%	31,68
90%	24,96
95%	18,68
99%	11,51
100%	7,92

Estudo Sedimentológico

A estação fluviométrica de Porto Amazonas (65035000) conta com medições de concentração de materiais em suspensão efetuadas no período compreendido entre agosto de 1976 a junho de 2006, totalizando 100 medições disponíveis para avaliação. A análise de seus dados indicou a produção específica de sedimentos em suspensão de aproximadamente 40 t/km²/ano.

A determinação da vida útil do reservatório e tomada d'água foi efetuada conforme sugerido pelo "U.S. Department of The Interior Bureau of Reclamation" em *Design of Small Dams – Appendix H – Sedimentation*, onde é definida a eficiência de retenção de sedimentos através da "Curva de Churchill", obtida empiricamente a partir de levantamentos sedimentométricos de vários reservatórios nos EUA. A partir da eficiência de retenção do reservatório foi possível avaliar o volume assoreado anualmente e a vida útil do reservatório e tomada de água. Os dados utilizados para as análises efetuadas estão apresentados no Quadro 10.

Quadro 10 - Dados utilizados para as avaliações de vida útil do reservatório e tomada de água

Área de Drenagem (km ²)	3.620
Produção Específica (t/km ² /ano)	40,17
Produção por arrasto (t/km ² /ano)*	12,05
Vazão Média de Longo Termo (m ³ /s)	66,85
Descarga Sólida Total (t/ano)	193.464
Comprimento do Reservatório (m)	5.310
Peso específico aparente do sedimento depositado em 50 anos (t/m ³)	1,07

*adotado como 30% do valor dos sólidos em suspensão

A vida útil do reservatório foi definida através das análises como sendo de aproximadamente 60 anos e da tomada d'água de aproximadamente 48 anos, sendo considerado 50% de aumento da produção de sedimento devido a possíveis ações antrópicas. O Quadro 11 apresenta a variação de volume assoreado em função do tempo.

Quadro 11 – Volumes assoreados

Tempo de Assoreamento (anos)	Produção de Sedimentos (t/ano)	Volume de Sedimentos (m ³ /ano)	Volume Final do Reservatório (m ³)	% de Assoreamento
0	0,00	0,00	10.171.688,21	0%
2	373.591,27	408.742,23	9.762.945,98	4%
10	1.867.956,37	1.890.713,71	8.280.974,50	19%
20	3.735.912,74	3.654.724,61	6.516.963,60	36%
30	5.603.869,12	5.374.366,59	4.797.321,62	53%
50	9.339.781,86	8.737.971,11	1.433.717,10	86%
60	11.207.738,23	10.393.980,81	Assoreado	100%