



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

***VARIABILIDADE ESPACIAL DO BALANÇO HÍDRICO
CLIMATOLÓGICO DA REGIÃO NORTE DO BRASIL E
INFLUÊNCIA DO DESMATAMENTO EM PORTO
VELHO - RO***

RICARDO BRAZ BEZERRA

**Campina Grande, PB
Novembro - 2004**

RICARDO BRAZ BEZERRA

**VARIABILIDADE ESPACIAL DO BALANÇO HÍDRICO
CLIMATOLÓGICO DA REGIÃO NORTE DO BRASIL E
INFLUÊNCIA DO DESMATAMENTO EM PORTO VELHO - RO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de Mestre.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Sub Área: Climatologia

Orientador: Prof. Dr Renilson Targino Dantas

Campina Grande
Novembro, 2004



B754v

Bezerra, Ricardo Braz.

Variabilidade espacial do balanço hídrico climatológico da região Norte do Brasil e influência do desmatamento em Porto Velho - RO / Ricardo Braz Bezerra. - Campina Grande, 2004.

75 f.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia, 2004.

"Orientação : Prof. Dr. Renilson Targino Dantas".

Referências.

1. Climatologia - Porto Velho - RO. 2. Balanço Hídrico. 3. Desmatamento - Influência. 4. Dissertação - Meteorologia. I. Dantas, Renilson Targino. II. Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande (PB). III. Título

CDU 551.58(811.1)(043)

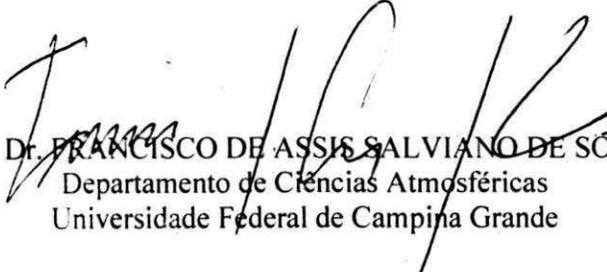
RICARDO BRAZ BEZERRA

VARIABILIDADE ESPACIAL DO BALANÇO HÍDRICO CLIMATOLÓGICO DA
REGIÃO NORTE DO BRASIL E INFLUÊNCIA DO DESMATAMENTO EM PORTO
VELHO - RO

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 24/11/2004

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. RENILSON TARGINO DANTAS
Departamento de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. FRANCISCO DE ASSIS SALVIANO DE SOUSA
Departamento de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. JOSÉ FIDÉLES FILHO
Departamento de Física
Universidade Estadual da Paraíba

DEDICATÓRIA

Com carinho a M^a de Fátima Costa de Assis, ofereço essa conquista de maneira muito especial, porque foram difíceis os momentos que nos conduziram até aqui, mas conseguimos superar de maneira inteligente, esse período de ausência de convívio diário por quase dois anos, mas nós vencemos *JUNTOS*.

A todos aqueles que acreditaram e apoiaram o meu trabalho *OFEREÇO*.

AGRADECIMENTOS

A DEUS, por ter sido fonte de inspiração, sabedoria e amor.

Ao Prof. Dr. Renilson Targino Dantas, pela orientação, paciência, compreensão e incentivo expressado na realização deste trabalho.

À coordenação do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, na pessoa do Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva, pelo acompanhamento dispensado ao longo do mestrado.

A todos os professores do Curso de Mestrado em Meteorologia pelos ensinamentos ministrados com zelo e carinho, e pelo companheirismo.

Aos colegas Francisco de Assis Nunes Henrique, Alcides Olinto da Silva e Janduy Guerra Araújo pelo companheirismo e horas que estudamos juntos.

Aos bons amigos do DCA pela excelente convivência durante o período do curso.

Ao Dr. Alaor Moacy Dall'Antônia Júnior uns dos Diretores do INMET pelo fornecimento dos dados para o desenvolvimento da pesquisa.

A Divanete Cruz Rocha, pela amizade e eficiente trabalho desenvolvido à frente da secretaria do curso.

A minha mãe Ivete Braz Bezerra pelo incentivo e apoio permanente e incondicional na minha formação profissional, e aos meus parentes, em especial a Florência Coelho Bezerra e Félix Coelho Bezerra, pela atenção e estímulo em vários momentos da minha vida.

E, finalmente, a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

Pág.

RESUMO

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

1.	INTRODUÇÃO.....	01
1.1	Objetivo Geral.....	04
1.1.1	Objetivos Específicos.....	04
2.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	05
2.1	Considerações Climáticas da Região.....	05
2.2	Precipitação Pluviométrica.....	12
2.3	Temperatura do Ar.....	13
2.4	Evapotranspiração.....	16
2.5	Balanço hídrico.....	21
2.6	Desmatamento.....	24
2.7	Um Breve Relato da Ocupação do Município de Porto Velho – RO.....	28
3.	MATERIAL E MÉTODOS.....	30
3.1	Área de Abrangência e suas Características Naturais.....	30
3.2	MATERIAL.....	32
3.2.1	Dados Disponíveis.....	32
3.3	Métodos.....	33
3.3.1	Balanço Hídrico.....	33
3.3.2	Evapotranspiração Potencial.....	34
3.3.3	Bases Cartográficas.....	36
3.4	Para o Município de Porto Velho – RO.....	36
3.4.1	Desmatamento.....	36
3.4.2	Precipitação e Temperatura Média do Ar de Porto Velho - RO.....	36
4.	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	38
4.1	Precipitação Pluviométrica da Região Norte do Brasil.....	38
4.2	Temperatura Média Anual da Região Norte do Brasil.....	44
4.3	Balanço Hídrico climatológico da região Norte do Brasil.....	45
4.4	Evapotranspiração Real da Região Norte do Brasil.....	46

4.5	Deficiência e Excedente Hídrico Climatológico.....	48
4.6	Índice de Umidade Efetiva (Im).....	52
4.7	Caracterização dos Parâmetros Climatológicos, Desmatamento e do Balanço Hídrico do Município de Porto Velho – RO.....	54
4.7.1	Precipitação.....	55
4.7.2	Temperatura Média do Ar.....	57
4.7.3	Desmatamento.....	61
4.7.4	Balanço Hídrico de Porto Velho – RO.....	63
5.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	67
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	69
7.0	ANEXO 01	

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
FIGURA 3.1 Distribuição espacial das 48 estações climatológicas da região estudada...	32
FIGURA 4.1 Isoietas médias anuais de 1970 a 2000 da Região Norte do Brasil.....	39
FIGURA 4.2 Isoietas dos trimestres mais chuvosos da Região Norte do Brasil.....	41
FIGURA 4.3 Isoietas dos trimestres menos chuvosos da Região Norte do Brasil.....	43
FIGURA 4.4 Isotérmicas de temperaturas médias da Região Norte do Brasil.....	45
FIGURA 4.5 Isolinhas de evapotranspiração real anual da Região Norte do Brasil.....	47
FIGURA 4.6 Isolinhas de deficiência hídrica anual da Região Norte do Brasil.....	49
FIGURA 4.7 Isolinhas de excedente hídrica anual da Região Norte do Brasil.....	51
FIGURA 4.8 Isolinhas de índice de umidade efetiva da Região Norte do Brasil.....	53
FIGURA 4.9 Variabilidade da precipitação de Porto Velho – RO do período de 1945 a 2003.....	54
FIGURA 4.10 Variabilidade da temperatura média de Porto Velho – RO do período de 1945 a 2003.....	58

LISTA DE TABELA

	Pág.
TABELA 4.1 Desvios positivos e negativos de precipitação mais significativos do período de 1945 a 2003 com a ocorrência de El Niño e La Niña do município de Porto Velho – RO.....	55
TABELA 4.2 Desvios positivos e negativos de temperatura médias mais significativas do período de 1945 a 2003 com a ocorrência de El Niño e La Niña do município de Porto Velho – RO.....	59
TABELA 4.3 Desmatamento do Município de Porto Velho – RO em Km ²	62
TABELA 4.4.a Balanço hídrico climatológico de Porto Velho – RO do período de 1945 a 1973.....	64
TABELA 4.4.b Balanço hídrico climatológico de Porto Velho – RO do período de 1974 a 2003.....	64
TABELA 7.0 Coordenadas Geográficas das 48 estações da Região Norte do Brasil.....	

RESUMO

A presente pesquisa teve como objetivo o estudo da variabilidade espacial do balanço hídrico climatológico da região norte do Brasil. Para o município de Porto Velho – RO foi verificado possível impacto ocasionado pelo desmatamento na precipitação, temperatura do ar e balanço hídrico climatológico. Utilizou-se, como base metodológica o modelo de Thornthwaite-Mather (1955). Para um período de 1970 a 2000, para a região norte do Brasil de 48 estações meteorológicas principais da rede de observação do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Para uma capacidade máxima de retenção de água no solo de 125 mm, baseando-se em vários trabalhos já realizados para algumas localidades da região norte. Para o município de Porto Velho – RO trabalhou-se com o período de 1945 a 2003, na qual se dividiu em dois períodos de 1945 a 1973 e 1974 a 2003. Os resultados obtidos mostraram que a variabilidade espacial e a sazonalidade do regime de precipitação da região norte é que rege os parâmetros do balanço hídrico climatológico, que tem uma relação direta com a precipitação. Tanto os excedentes como as deficiências hídricas obedecem a essa relação dentro da região. Com resultados que variam desde nulo na porção noroeste da região a 850 mm/ano de deficiência hídrica na parte setentrional. Excedente hídrico de 1790 mm/ano no litoral da região a 260 mm/ano no extremo norte do estado do Tocantins, região conhecida como Bico do Papagaio. Isso mostra que pela grandeza da região, os sistemas atmosféricos que atuam na mesma têm intensidade, migração sazonal e influência distinta dentro da própria região. No município de Porto Velho não se encontrou nenhuma evidência de tendência de diminuição do regime de precipitação e nos parâmetros do balanço hídrico. Sendo que a deficiência hídrica foi a que teve maior discrepância de um período para outro, chegando a uma redução de 51,5%. Conclui-se, que a variabilidade espacial de precipitação e dos parâmetros de excedente e deficiência hídrica da região norte do Brasil é regida pelo sistema atmosférico que atuam em determina faixa da região. Com intensidade diferente e com uma migração sazonal no sentido meridional, ocasionando uma pequena deformidade no deslocamento do período mais chuvoso e menos chuvoso dentro da região tanto na quantidade como no período de ocorrência. E para o Município de Porto Velho – RO a variabilidade interanual da temperatura média do ar mais significativa tem uma grande correlação com os eventos de El Niño e La Niña. Sendo que no período de junho a agosto a temperatura média do ar entre os balanços hídricos de 1945 a 1973 e 1974 a 2003 teve uma redução que variou de 0,7 a 1,2 °C.

ABSTRACT

This recent research has had like the objective the study of space-variability on water balance and weather in the north of Brazil; and in Porto Velho City-RO has happened some impact brought about deforestation, climate and so on. Thornthwaite - Mather's Met. Model (1955) was used from 1970 to 2000, of 48 great weather stations belonging to INMET NETWORK, for a maximum capacity of water retention in the ground around 125mm. relating to several researches, which have already been achieved in some regions in the north. There were two researching tasks in Porto Velho/RO from 1945 to 1973 and from 1974 until 2003. Their outcome has shown that space-variability and seasonal period of precipitation of the northern region is that leads to the parameters on water balance and weather relating to precipitation. Both excess and water deficiency have followed some information in the region with results from zero in the northwestern region with reference to water deficiency 850mm/year in the coast 260mm/year up to the north of Tocantins State – at (Bico do Papagaio) Thus, the regional weather system has had intensity, seasonal migration and great influence in the region itself. And in Porto Velho/RO there is no evidence of tendency to deduct the regime of precipitation and in the water balance parameters as the water deficiency has got superior discrepancy in every period reaching a deduction of 51,5%. Concluding that space-variability of precipitation and parameters of water excess and deficiency of the north region of Brazil is controlled by weather system that has acted into the region with different intensity and seasonal migration going down to the south causing some small deformity in the dislocation of rainier and less rainy periods in the region both in the quantity and period of occurrence. And in Porto Velho/RO the interannual variability of the average temperature of the air – more important – has a great correlation with the operational events of EL Niño and La Niña, happening between June and August: the average temperature of the air about water balance from 1945/1973 and 1974/2003 had an oscillating deduction between 0,7 and 1,2°C.

1. INTRODUÇÃO

A região Amazônica nos últimos anos tem sido motivo de investigações climáticas que tentam correlacionar as possíveis mudanças no clima, intra-regional e extra-regional, com as alterações da cobertura vegetal pelas ações antropogênicas ocorridas no século XIX e início do século XX, várias foram às tentativas de exploração econômica da floresta amazônica. Porém, na segunda metade do século, a evolução tecnológica permitiu uma nova aventura exploratória na região amazônica. Desta vez foram projetos agropecuários, interligados por abertura de estradas de rodagem que invadiram floresta adentro em todas as direções. Projetos de rodovias como a Belém - Brasília (BR 010), Cuiabá-Santarém (BR 163), Manaus - Porto Velho (BR 319), Manaus - Boa Vista (BR 174), Cuiabá - Porto Velho - Rio Branco (BR 364) e a megalômana Transamazônica (BR 230) cortando longitudinalmente a região deram origem à ocupação desenfreada da floresta. O grande pico destas aventuras Amazônicas teve seu lugar nas décadas 70 e 80, quando coincidiram com a exploração das atividades garimpeiras na região.

Com uma possível alteração do clima global; e entre as inúmeras investigações dentro dessa linha temos o projeto ABRACOS (Anglo Brazilian Amazonian Climate Observation Study) que possui três sítios experimentais na Amazônia, a saber: Manaus - AM (central), Marabá - PA (sudeste), e Ji-paraná - RO (sudoeste). Cada um é composto por duas áreas distintas, sendo uma com vegetação primária, floresta de grande

porte, e outro com vegetação de pastagem. E recentemente o projeto LBA (Larga Biosphera-Atmosphera) que estuda os funcionamentos climatológicos, ecológicos, hidrológicos e biogeoquímico da Amazônia buscando compreender os impactos das mudanças no uso da terra na Amazônia e as interações entrem à floresta e o sistema biogeofísico global.

As variações climáticas, em particular sobre a região Norte ou Amazônia como queira entender, tem sido objeto de estudo de diversas áreas do conhecimento, desde as ciências sociais, econômicas, biológicas, agrônômicas, geográficas até as ciências exatas, principalmente através das ciências atmosféricas. A meteorologia é a ciência que procura, entre outros aspectos, entender as flutuações sazonais e interanuais do clima. No caso específico da região nortes do Brasil, muitos estudos já foram realizados para entendê-la (Franken et al., 1982; Leopoldo et al., 1982; Marques Filho et al., 1983; Nimer, 1989 e 1991; Souza et al., 2000;) que estudaram a climatologia local e a relação da evapotranspiração da floresta com a dinâmica da troposfera Amazônica. Tais estudos baseiam-se em dados de determinadas localidades fornecidos por estações meteorológicas de superfícies ou torres montadas na reserva florestal Ducke em Manaus - AM e na reserva biológica de Jarú e sítios experimentais montados na faixa nordeste do estado na área de influência dos municípios de Ji-Paraná e Ouro Preto D'Oeste, ambas em Rondônia.

Um outro tipo de investigação está relacionado em analisar as possíveis mudanças micro ou macro climático pela alteração da cobertura superficial por sítios de pastagem ou pela formação de reservatórios das hidrelétricas no qual citamos com exemplos os estudos de (Fisch et al., 1990; Alves et al., 1999; Ferreira da Costa et al., 1998; Nobre & Gash, 1997; Marengo, 2001). É a análise de vários anos destas observações climatológicas, conjuntamente com a observação e análise desses mesmos dados em tempo

quase real, que permite uma extrapolação futura do clima, quer seja numérica, estatística ou conceitual.

A área de nosso objeto de estudo, sob a denominação de Região Norte do Brasil, compreende a maior parte da chamada "Região Amazônica", a mais vasta floresta quente e úmida do globo abrangendo quase a metade do território brasileiro. Este espaço geográfico possui a mais deficiente rede de estações meteorológicas do Brasil, residindo aí as maiores dificuldades deste estudo, a distribuição das estações meteorológicas tem sido determinada pelo povoamento. Resulta daí uma rede com concentração de estações em certas áreas (nas margens do rio Amazonas e de alguns de seus afluentes) e escassez ou mesmo ausência absoluta em sua maior parte.

A comunidade científica está em consenso que a Floresta Amazônica é reconhecida amplamente como importante fonte de energia e umidade para os processos que ocorrem na atmosfera tropical. Entretanto a região vem sofrendo com o desmatamento de grandes áreas de floresta tropical densa para a extração de madeira ou substituição por área de pastagem para agricultura e/ou pecuária. Esta substituição da cobertura vegetal de floresta por atividades econômicas primária modifica as interações entre o sistema solo-planta-atmosfera. Se grandes extensões são desmatadas, podem-se esperar mudanças afetando os sistemas atmosféricos causadores das variações no tempo, os quais, integrados por um longo período, formarão um novo clima.

Essas evidências vêm preocupando a todos os cientistas, a sociedade civil organizada e o Estado, sobre as conseqüências que o desmatamento poderá acarretar ao clima global. Com isso vários estudos e pesquisas têm sido realizados para melhor compreender, as interações entre a floresta e o sistema biogeofísico global. Acreditamos que tais estudos ainda não são suficientes para autorizar uma ocupação nos moldes da que vem sendo feita atualmente na região que utiliza na sua maioria técnicas exploratórias

inadequadas para esse ecossistema. De modo geral, muito dos efeitos negativos podem ser explicadas pela própria natureza, do processo de ocupação predatória que está sendo efetuado na região que são ocasionadas por equívocos e ausências de informações seguras sobre a riqueza de diferenciações internas e de processos específicos de ecologia amazônica.

1.1 Objetivo Geral

A presente pesquisa teve como objetivo investigar a ocorrência de variabilidade espacial do balanço hídrico climatológico da região norte do Brasil, e para o município de Porto Velho – RO investigou-se a ocorrência de impacto ocasionado pelo desmatamento nos parâmetros do balanço hídrico.

1.1.1 Objetivos Específicos

- a) Verificar a variação da precipitação, temperatura média do ar e dos elementos do balanço hídrico na região norte do Brasil.
- b) Realização do balanço hídrico (deficiência e excedente hídrico, evapotranspiração potencial e real), usando-se o método de Thornthwaite e Mather (1955).
- c) Para o município de Porto Velho – RO efetuar os balanços hídricos climatológicos, dos períodos de 1945 a 1973 e de 1974 a 2003, com a finalidade de averiguar impactos ocasionados por atividades antropogênicas (principalmente o desmatamento) nas componentes do balanço hídrico. Para a precipitação e temperatura média do ar verificar os desvios positivos e negativos em relação a normal climatológica e o desvio-padrão do período de 1945 a 2003.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Considerações Climáticas da Região

De acordo com o IBGE (2001) o clima do tipo Equatorial abrange grande parte do território nacional e corresponde a área de domínio da Floresta Amazônica (Região da Floresta Ombrófila), englobando toda a Região Norte, parte do Centro-Oeste e o extremo noroeste da Região Nordeste. O mesmo caracteriza-se pelo elevado índice de chuvas diárias provocadas por sistemas atmosféricos instáveis ligados a CIT (convergência intertropical) e as ITs (linhas de instabilidade tropical), além de sistemas frontais proveniente do sul que no outono/inverno não raramente, atingem o sudoeste da região.

Domínio do clima quente caracteriza-se por temperaturas superiores a 18°C em todos os meses do ano; a maior parte da região registra média anual entre 24°C e 26°C, exceto as áreas serranas, que apresentam médias inferiores à 24°C e o setor dos médio e baixo Amazonas onde as médias ultrapassam os 26°C. Nos meses mais quentes, setembro e outubro, as máximas diárias são atenuadas em função da intensa nebulosidade e do excesso de umidade, com exceção das áreas do médio Amazonas e o sudoeste do Pará, locais onde podem ocorrer máximas em torno de 40°C, entre junho e agosto, meses de temperaturas mais amenas;

o sudoeste da região pode experimentar queda brusca de temperatura provocada pela penetração de frentes frias, fenômeno conhecido regionalmente pelo termo friagem.

Em relação ao grau de umidade, a região apresenta quatro tipos ou subdomínios climáticos: superúmido sem seca na área ocidental da Amazônia e em Belém; superúmido com subseca na periferia dessas áreas; úmido com um a dois meses secos a nordeste e Centro-Oeste; e úmido com três meses secos numa ampla faixa que se estende de Roraima ao norte de Mato Grosso, englobando o Pará, Rondônia e o leste do Acre. Os totais pluviométricos são superiores a 3500 mm no superúmido e inferiores a 2000 mm no úmido. A máxima pluviométrica ao norte das latitudes 2° a 5° S até a latitude de 0°, dá-se no outono e o mínimo na primavera, e ao sul dos referidos paralelos o máximo acontece no verão e o mínimo no inverno. O extremo setentrional da região Amazônica por estar localizado no hemisfério norte possui um regime diferenciado, com máxima pluviométrica no inverno e mínimo no verão.

Kousky & Molion (1985) mencionam que o clima de uma região continental depende de vários fatores, denominados "controles climáticos". Dentre os mais importantes podem ser citados: a circulação geral da atmosfera que atua sobre a região; a topografia local; a natureza da cobertura superficial e o ciclo hidrológico. A circulação geral da atmosfera e uma consequência da distribuição latitudinal da energia solar e da distribuição de continente e oceanos no planeta são os fatores que impõem as características gerais do clima regional. Este terá características particulares controladas pela topografia e pela cobertura superficial. Por outro lado, o ciclo hidrológico tem que ser considerado como controle climático, pois ele não é somente um produto do próprio clima, mas também da paisagem biogeofísica como um todo. Além disso, ele exerce uma influência sobre o clima que não pode ser reduzida aos

efeitos combinados dos outros fatores formadores do mesmo, ou seja, a interação entre umidade atmosférica, a precipitação e o escoamento total.

Segundo Nimer (1991) por mais necessário e amplo que seja o conhecimento teórico e empírico das relações do relevo, altitude, latitude, continentalidade ou maritimidade, com as condições climáticas, não é suficiente para compreender em sua globalidade a relação entre esses fatores fisiográficos e o quadro climático emergente dessas relações num dado espaço geográfico de tão ampla dimensão. A ação desses fatores somente pode ser apreendida através de sua inter-relação com os grandes sistemas atmosféricos que, por seus mecanismos extremamente dinâmicos e sua atuação macroregional, constitui seu fator genético fundamental.

O clima da região é do tipo equatorial quente e superúmido, com estação seca bem pronunciada. O tempo é afetado por um amplo espectro de fenômenos meteorológicos que variam desde a circulação de grande escala até sistemas convectivos de mesoescala, tais como células convectivas e linhas de instabilidade, formadas pelo desenvolvimento destes. A distribuição da precipitação mostra uma estação chuvosa de dezembro a maio e uma estação seca de junho a novembro (Molion & Kousky, 1985).

Johnson apud Kousky & Molion (1985) notou, na Amazônia, a presença de um grande número de aglomerados de cúmulos, com formas circulares ou levemente alongada. Esses aglomerados que parecem ser típicos da região, desenvolvem-se e dissipam-se diariamente. Seu tamanho e forma dependem das condições atmosféricas médias da região. Na ausência de fenômenos forçantes de grande escala, tais como os associados a sistemas frontais, as células convectivas começam a se desenvolver durante a manhã. Essas células sofrem um

processo de seleção no quais as maiores crescem, formando, eventualmente, aglomerados ou linhas, enquanto os menores são suprimidos.

Kousky apud Kousky & Molion (1985) demonstraram a importância da circulação de brisa marítima na organização de atividade convectiva próxima à foz do Amazonas. A atividade convectiva forma-se quase que diariamente ao longo da zona de convergência da brisa do mar, e propaga-se para dentro do continente, alcançando Belém no final da tarde. A linha de instabilidade continua a se propagar e, sob condições normais, começa a se dissipar após o acaso do sol, devido à redução do contraste térmico. Contudo, ocasionalmente, essas linhas podem continuar suas evoluções, permanecendo ativas por mais de 48 horas. Durante a noite, sua atividade diminui em intensidade e, durante o dia seguinte, volta a se intensificar devido ao forte aquecimento superficial. Em certos casos, essas linhas de instabilidades se deslocam com velocidade superior a 40 km.h^{-1} o que faz com que elas atinjam o extremo da Amazônia em cerca de 48 horas.

Fisch et al. (1990) ao analisar o regime de precipitação em uma localidade da região norte (Tucuruí – PA) mencionou que a chuva na região é de caráter quase que estritamente convectiva, ou seja, bem localizada. Com isso, uma localidade. Não obstante, para se ter uma idéia da distribuição temporal da precipitação, onde a sua sazonalidade está associada ao desenvolvimento do cinturão de alta subtropical do Atlântico Sul, sob o Brasil Central, durante o período de junho a setembro. Por isso, os movimentos ascendentes de convecção de ar, que formam as nuvens do tipo cumulonimbus e cúmulus, são inibidos, ocasionando apenas nuvens rasas, resultando pequenas chuvas. Na época do inverno ocorre o inverso, isto é, o retraimento do anticiclone possibilita o surgimento do cinturão de baixa pressão sobre o Brasil Central devido ao aquecimento da superfície. Portanto os movimentos

de ar são favorecidos e os índices de pluviosidade são elevados, mesmo com esse mecanismo físico de controle de precipitação.

Ferreira da Costa et al. (1998) consideram a precipitação como fundamental para a caracterização climática. Os amazônidas distinguem as estações do ano pelas épocas chuvosas e secas, porém, o período de ocorrência e a intensidade destas fases dependem da localização geográfica. Salati et al. (1978) usando balanço hídrico, técnicas isotópicas e método aerológico, notaram que a floresta contribui com 50% da chuva, e a outra metade seria decorrente da advecção de umidade do Oceano Atlântico.

Ayoade (1983) verificou que a distribuição sazonal da precipitação é tão importante quanto o volume total, tanto nas áreas tropicais como nas extratropicais. E em muitas partes dos trópicos, a precipitação ocorre principalmente durante o verão e abrangendo metade do ano, sendo a outra estação relativamente seca, principalmente no inverno. A distribuição sazonal da precipitação também é elemento importante do tempo atmosférico e do clima nas latitudes médias e altas.

Enquanto nos trópicos a precipitação pluvial é efetiva para o crescimento da planta, qualquer que seja a época do ano em que ocorra nas latitudes médias somente a precipitação que cai durante a estação isenta de congelamento pode ser efetiva. A precipitação tende a ser mais sazonal em incidência nos trópicos, em comparação com as áreas extratropicais. A marcha sazonal da precipitação nas latitudes baixas é controlada principalmente pela migração norte-sul do cinturão de ventos que, juntamente com suas zonas associadas de convergência e divergência, segue o curso do sol.

Ferreira da Costa et al. (1998) juntos analisaram detalhadamente uma série de 15 anos de dados da variação média mensal de precipitação disponível para a Estação de Ouro

Preto D'Oeste – RO notaram um ciclo sazonal bem definido, no qual o período seco abrange os meses de junho a agosto, sendo que o menor registro é no mês de julho. Fisch et al. (1996) descrevem que os mecanismos de chuvas na Amazônia podem ser provocados por convecção local, penetração de cumulonimbus, circulação fluvial de mesoescala ou convecção organizada por entrada de frente fria da região sudeste do Brasil.

Nimer (1991) ao estudar o clima da região norte observou que através do setor oriental da região sopram. Periodicamente, ventos de E a NE do anticiclone tropical semifixo do Atlântico Sul e do anticiclone tropical semifixo dos Açores. Devido a sua subsidência superior e conseqüentemente inversão de temperatura, tais massas de ar são acompanhadas de tempo estável. Condições opostas predominam no setor ocidental, onde a massa de ar equatorial continental (mEc) formada principalmente pela convecção termodinâmica dos ventos de NE do anticiclone dos Açores e pela convergência intertropical (CIT), constitui um constante fator de instabilidade do tempo e de chuvas abundantes.

Segundo o mesmo autor, no interior desta massa de ar formam-se depressões barométricas denominadas linhas de instabilidades tropical (IT) induzidas em pequenos dorsais (altas). No seio de uma IT, o ar em convergência acarreta geralmente chuvas e trovoadas, por vezes granizo, e ventos moderado e forte. Na Amazônia, tais correntes de perturbação atmosférica são comuns durante todo ano, ao sul do equador, porém, é ainda no verão que elas são mais freqüentes. E as chuvas provocadas por esse sistema se verificam mais comumente no fim da tarde ou início da noite, quando é intensificada, a radiação telúrica e, conseqüentemente, as correntes convectivas do ar.

Nesta Região são encontrados três centros de precipitação abundante. O primeiro localizado no noroeste da Amazônia, com chuvas acima de 3000 mm/ano. A

existência deste centro é associada à condensação do ar úmido trazido pelos ventos de leste da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que são elevados quando o escoamento sobe os Andes (Nobre, 1983). O segundo centro é localizado na parte central da Amazônia, em torno de 5° S, com precipitação de 2500 mm/ano, e o terceiro, na parte leste da base Amazônica, próximo à Belém, com precipitação de 2800 mm/ano.

Vilella & Mattos (1975) afirmaram que a circulação geral é definida como a distribuição geral média dos ventos sobre a superfície do globo. Através de cartas isobáricas anuais, delimitaram-se sobre o globo ou faixa de ocorrência de altas e baixas pressões e, entre estas, a predominância do vento em determinadas direções e sentidos. A faixa equatorial de baixas pressões se localiza um pouco ao norte do Equador geográfico. Predominam ventos ascendentes e grandes umidade do ar, com muitas nuvens e altas precipitações e geralmente são encontradas as mais altas temperaturas da Terra.

De acordo com Hare (1985) circulação atmosférico, é o principal mecanismo responsável pelas mudanças regionais do vento, da temperatura, da precipitação, da umidade do solo e de outras variáveis climáticas. As variações de muito desses fatores se encontram fortemente relacionada devida, em parte, a característica de grande escala da circulação atmosférica e, por outra, à interação das intervenções da superfície terrestre e oceânica.

Jones e Horel (1990) realizaram estudo sobre a circulação da Alta da Bolívia e as atividades convectiva sobre a América do sul e os resultados indicaram que não há relação aparentemente entre flutuação na posição da Alta da Bolívia e a atividade convectiva sobre a bacia Amazônica no domínio das variações de baixa frequência. As composições de dados de altura geopotencial indicam também que não se observa teleconexões significativas entre a Alta da Bolívia e a circulação em latitudes médias. Estes resultados sugerem que as variações

de baixa frequência da convecção sobre a Bacia Amazônica podem estar desacopladas das flutuações na circulação de grande escala. Todavia, investigações adicionais são necessárias para confirmar estes resultados.

2.2 Precipitação Pluviométrica

O Brasil, por ser um país de grande extensão territorial, possui diferenciados regimes de precipitação e temperatura. De norte a sul encontra-se uma grande variedade de climas com distintas características regionais. A Região Norte possui uma homogeneidade espacial e sazonal da temperatura, o que não acontece em relação a pluviosidade. Esta é a Região com maior total pluviométrico anual, sendo mais notável no litoral do Amapá, na foz do rio Amazonas e no setor ocidental da Região, onde a precipitação excede 3000 mm (Nimer, 1979).

A estação chuvosa da Região Norte (dezembro-janeiro-fevereiro) muda progressivamente de janeiro-fevereiro-março, no sul da Amazônia, para (abril, maio e junho), no noroeste da bacia Amazônica. Esta variação parece estar relacionada com a posição da ZCIT, pois os núcleos de precipitações migram da parte central do país, no verão austral, para o setor noroeste da América do Sul no inverno austral, acompanhando a migração anual da convecção profunda. Segundo Rao e Hada (1990) as estações localizadas no Hemisfério Norte (HN), como Oiapoque (3° N e 60° W), exibem o máximo de chuvas durante o inverno austral (junho, julho e agosto) e mínimo durante o verão austral (dezembro, janeiro e fevereiro).

Marengo (1995) documentou três regimes de chuvas na América do Sul: um no noroeste da América do Sul, onde a chuva é abundante durante todo o ano alcançando o

máximo em abril-maio-junho, com mais de 3000 mm/ano; um segundo em uma banda zonalmente orientada estendendo-se até a parte central da Amazônia, onde a estação chuvosa ocorre em março-abril-maio, e o terceiro na parte sul da região Amazônica onde o pico de chuvas ocorre em janeiro-fevereiro-março. A chuva no noroeste da Amazônia pode ser entendida como resposta à flutuação dinâmica do centro quase-permanente de convecção nesta região (Marengo e Hastenrath, 1993).

Molion (1987, 1993), Kousky & Kayano (1981), Oliveira (1986) e Dallarosa (1997) estudaram as circulações de macro e meso-escala que atuam na Amazônia e os processos dinâmicos que organizam e promovem a precipitação naquela área. Segundo estes autores, os mecanismos que provocam chuva na Amazônia podem ser agrupados em três tipos: convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de larga-escala favoráveis, linhas de instabilidade originadas na costa N-NE do litoral do Atlântico e 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.

2.3 Temperatura do Ar

Para Vianello & Alves (1991) a variação diária da temperatura do ar está diretamente relacionada com a chegada de energia solar e o conseqüente aquecimento do solo. Além da marcha da temperatura, é importante, para fins agropastoris, por exemplo, a análise de seus extremos e das amplitudes térmicas. Em geral, as áreas continentais e desérticas apresentam amplitude e extremos térmicos mais pronunciados, contrastando com as regiões marítimas e vegetadas, onde as temperaturas oscilam menos. Outro fato relevante na variação

da temperatura é a latitude. De um modo geral, a amplitude térmica cresce com o aumento da latitude, associado com a declinação do sol em relação à Terra e o seu movimento aparente norte-sul, que varia 0° e $23^\circ 27'$ N e de 0° a $23^\circ 27'$ S conforme a estação do ano.

Alves et al. (1999) ao estudar o microclima em sítio de floresta e de pastagem obteve os seguintes resultados para as temperaturas médias do ar $24,6^\circ$ C na floresta e $24,1^\circ$ C na pastagem. O maior valor registrado para a temperatura média diária na floresta está associado a uma menor amplitude térmica diária nesse sítio, caracterizando por temperaturas diurnas menores e temperaturas noturnas maiores, em relação à pastagem. No período seco, a temperatura média foi $23,9^\circ$ C na floresta e $23,0^\circ$ C na pastagem. No período chuvoso, a temperatura foi $24,5^\circ$ C na floresta e $24,3^\circ$ C na pastagem. Houve uma redução no período médio da temperatura do ar no período seco em ambos os sítios.

Este resultado é influenciado pela ocorrência de frentes frias na região (denominado localmente de friagem). O autor constatou a ocorrência de seis eventos deste tipo no ano de 1992 e nove no ano 1993. Durante a ocorrência de friagem, a temperatura máxima diária pode ser 10° C mais baixa que a máxima temperatura no dia anterior ao evento (Fisch et al., 1997). De acordo com o mesmo autor, a temperatura pode demorar de 2 a 3 dias para retornar aos valores registrados antes da passagem da frente.

Entre outros aspectos, Nimer (1991) mencionou que a região norte é fisiograficamente caracterizada, sobretudo por uma vasta planura situada próximo ao nível do mar, e cortada de um extremo a outro, pelo paralelo do equador essa região possui clima quente em praticamente toda a sua extensão geográfica. Apenas as áreas a sudoeste, compreendendo o Estado do Acre (pela maior participação de ar do sistema de circulação S) e as áreas de altitudes mais elevadas da Chapada dos Parecis e da fronteira setentrional possuem

temperatura média anual entre 22° C e 24° C, e até menos em alguns locais da referida fronteira. Neste aspecto particular, o que bem caracteriza esta região são as temperaturas anuais superiores a 24° C, ultrapassando os 26° C ao longo do médio e baixo curso do rio Amazonas.

Segundo Bezerra (1996) o regime térmico de Porto Velho é expresso por valores de temperatura elevadas em todos os meses do ano, do que resulta uma média anual de 26,7°. Sendo as médias das temperaturas máxima e mínima anuais dos quarenta anos analisados de 31,9°C e 21,6° C. Nos meses de junho a agosto, as temperaturas mínimas ficam entre 18,8° C a 20,1°, em razão da invasão do anticiclone polar, não muito comum, mas quando acontece provoca um abaixamento térmico, que chega ter amplitude de 13,5° C. No desenvolvimento normal do fenômeno, resulta em dias quentes e madrugadas amenas, provocando, por efeito do desequilíbrio térmico a sensação de frio.

De acordo com o IBGE (2001) a região Norte do Brasil se caracteriza por ter temperaturas superiores a 18° C em todos os meses do ano; a maior parte da região registra médias anuais entre 24° C e 26° C, exceto as áreas serranas, que apresentam médias inferiores a 24° C e o setor do médio e baixo amazonas onde as média ultrapassa os 26° C. nos meses mais quentes, setembro e outubro, as máximas diárias são atenuadas em função da intensa nebulosidade e do excesso de umidade, com exceção das áreas do médio amazonas e o sudoeste do Pará, locais onde podem ocorrer máximas em torno de 40° C. Entre junho e agosto, meses de temperaturas mais amenas; o sudoeste da região pode experimentar queda brusca de temperatura pela penetração da frentes frias, fenômeno conhecido regionalmente pelo termo friagem.

Marengo (2001) analisando as projeções de cenários climáticos do futuro encontrou que se estima por volta do ano 2100, a temperatura média global aumente entre 1,3 °C e 4,6° C, representando taxa de aquecimento de 0,1 ° a 0,4° C por década. Esses valores são comparáveis à taxa de 0,15° C por década observada desde os anos 70. É provável que a futura taxa de aquecimento do Brasil seja mais lenta do que a média global. O aquecimento varia entre estações do ano, com valores entre 0,1° C e 0,4° C por década para os meses de dezembro a fevereiro, e 0,2° C a 0,6° C por década para a estação entre junho e agosto. Os valores mais elevados da taxa de aquecimento serão observados na floresta amazônica e os menores, nos estados do Sudeste, junto da costa da Mata Atlântica.

Maitelli et al. (1996) apud Aguiar (2001) pesquisou dados de temperatura médias diárias durante dois anos da cidade de Manaus e comparou com duas áreas distintas, uma de pastagem e outra de floresta, próximas a área urbana e observou que as médias diárias e mensais da temperatura apontam para o efeito da ilha de calor na área urbana, pois a mesma teve registro de temperaturas máximas, mínimas e médias mensais mais elevados do que as duas áreas no entorno, em 14 meses que se configurou da seguinte maneira: 0,48 K, 1,85 K e 1,37 K para a pastagem e de 2,25 K, 0,33 K e 0,93, na floresta. A intensidade média da ilha de calor, em diferenças horárias de temperatura de 20 meses, teve uma média diária de 1,37 K para o sítio de pastagem e de 0,96 K para o sítio de floresta.

2.4 Evapotranspiração

Marques et al. (1980) afirmam que a evapotranspiração real, ou seja, a saída de água de um ecossistema através da transpiração das plantas e da evaporação do solo, é um dos

parâmetros mais difícil de medir-se no balanço hídrico. Medidas da evapotranspiração real em pequenas culturas têm sido feitas através de lisímetros, mas a utilização destes equipamentos é impraticável em ecossistemas naturais, especialmente em floresta. A estimativa da evapotranspiração real em ecossistemas naturais, abrangendo grandes áreas, é feita por métodos indiretos estimando-se primeiramente a evapotranspiração potencial à qual são aplicados coeficientes adequados através dos métodos clássicos segundo Blaney & Criddle (1950), Turc (1955), Thornthwaite (1955), Penman (1956) e Budyko (1956) apud Marques et al. (1980).

Conforme mencionam os autores em bacias hidrográficas bem definidas pode-se também estimar a evapotranspiração real utilizando as medidas da precipitação, do escoamento superficial e de escoamento subterrâneo. No caso específico de estimar-se a evapotranspiração potencial e a real para a bacia Amazônica, o problema torna-se bem mais complexo, pelas dimensões da região e principalmente pela escassez de dados básicos necessários. Porém vários trabalhos já foram realizados com a utilização de métodos distintos, tem sido possível estabelecer as ordens de grandeza dos componentes do ciclo hidrológico para a bacia amazônica. Molion (1975), Villa Nova et al. (1976), Marques (1976, 1978), Marques et al. (1977), Dall'Olio (1976) e para Manaus Ribeiro (1976).

Com relação ao processo de evapotranspiração Dall'Olio (1976) baseado na composição isotópica das precipitações ao longo de toda a bacia Amazônica, pode estimar que a fração média da precipitação atribuível a evapotranspiração é da ordem de 32%, enquanto que Villa Nova et al. (1976) através do método de Penman adaptado para as condições de floresta, estimaram que a evapotranspiração para a bacia amazônica fosse de 4 mm/dia, em média, representando 61% do balanço hídrico. Já Marques et al. (1977/1980) pelo método

aerológico, concluíram que 52% da precipitação que cai na Bacia Amazônica têm como origem o vapor d'água do Oceano Atlântico, sendo que 48% restantes têm como fonte o vapor d'água oriundo na própria região, através da evapotranspiração real, cujo valor obtido para a região foi de ordem de 1.260 mm a mais.

Leopoldo et al. (1982) em seu artigo sobre a estimativa de evapotranspiração de floresta amazônica de terra firme, através do balanço hídrico aplicado à Bacia Modelo à taxa média correspondente encontrada para a evapotranspiração real foi de ordem de 4,1 mm/dia, representando uma perda total anual de 1.496,5 mm pelo processo da evapotranspiração, e sua parcela correspondente à precipitação foi da ordem de 74,1%. Observa-se, portanto, que os valores obtidos pelo balanço hídrico não apresenta grande diferenças em relação aos resultados de Villa Nova et al. (1976) obtidos através do método de Penman adaptado às condições de floresta.

Ribeiro & Villa Nova (1979) estimaram a evapotranspiração potencial usando os métodos de Thornthwaite e Penman, numa comparação entre os resultados obtidos nos dois métodos empregados para a estimativa de evapotranspiração potencial mensal (ETP) observaram que o método de Thornthwaite subestima nos meses de julho a novembro os resultados em relação ao método de Penman, fato este devido ao alto valor relativo de insolação do período, determinando um balanço de energia mais elevado, e conseqüentemente um maior valor nas estimativas de evapotranspiração pelo método de Penman. O método de Thornthwaite sendo dependente apenas da temperatura do ar, não acusa com a devida intensidade às variações devidas a esse parâmetro.

Salati (2000) afirma que evapotranspiração real de uma localidade é um parâmetro difícil de ser medido e muitas vezes são praticamente impossíveis a sua

determinação direta. Assim a partir de métodos empíricos em função de dados meteorológicos convencionais, e depois a partir de coeficiente apropriados estima-se a evapotranspiração real. Pela importância que este parâmetro apresenta no estudo do balanço hídrico, diversas tentativas foram feitas para se conhecer a evapotranspiração na Bacia Amazônica; Villa Nova et al. (1976) utilizando dados do Ministério da Agricultura de 19 localidades da Região, calcularam o valor médio da evapotranspiração potencial para a Amazônia como sendo de 4 mm por dia.

Marques Filho et al. (1983) determinaram a evapotranspiração potencial característica de áreas florestadas para cada uma das dezenove estações climatológicas, nas quais existem valores médios mensais de temperatura do ar, umidade relativa, velocidade do vento e razão de insolação, correspondente a período de observações variáveis de 5 a 30 anos. Sendo que o valor médio global encontrado para as floresta da região Amazônica foi 7 mm/dia.

Alves et al. (1999) em seu artigo sobre as mudanças no microclima e no balanço hídrico devido ao desmatamento na Amazônia (região de Ji-Paraná-RO) ao efetuar a análise comparativa entre a evapotranspiração da floresta com a de pastagem encontrou os seguintes resultados. A evapotranspiração da floresta foi, em média, $1,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ maior que a pastagem, no período de análise: enquanto a evapotranspiração média para a floresta foi $4,1 \text{ mm.dia}^{-1}$, esse valor foi $3,1 \text{ mm.dia}^{-1}$ para a pastagem. No período seco, a evapotranspiração média foi $4,5 \text{ mm.dia}^{-1}$ para a pastagem. No período chuvoso, a evapotranspiração média foi $3,6 \text{ mm.dia}^{-1}$ para a floresta e $2,7 \text{ mm.dia}^{-1}$ para a pastagem. Segundo Alves et al. (1999) o maior valor da evapotranspiração na floresta foi influenciado pela maior energia disponível para os processos evaporativos neste sítio. No sítio de pastagem, a diminuição da

evapotranspiração no período chuvoso não pode ser explicada pela quantidade de energia disponível.

Marques Filho et al. (1986), afirmam que na determinação da evapotranspiração de floresta da região Amazônica tem sido utilizado diferente procedimento de cálculos, resultando todos em estimativas de taxas diárias de evapotranspiração, conforme os trabalhos já realizados por Molion (1975), Dall'Olio (1976), Villa Nova et al. (1976), Ribeiro et al. (1979), Marques (1980), Leopoldo et al. (1982).

Fische et al. (1990) e Alves et al. (1999) consideram que esses estudos consistem, em sua maior parte na aplicação de métodos que foram testados em diferentes condições e clima do globo e são utilizados na floresta Amazônica.

Na intenção de contribuir com um método autóctone para o ecossistema Amazônico, Marques Filho et al. (1986) desenvolveram a aplicabilidade de um procedimento para a determinação da evaporação potencial horária da floresta com a utilização de diferentes equações. Através desse método, foi encontrado um valor médio diário de 4,73 mm/dia como evaporação potencial da floresta no período de observação considerado (agosto de 1983 até abril de 1985). O resultado encontrado não tem discordância dos outros procedimentos de cálculos que vem sendo adotado. Pois geralmente esbarram em fatores limitantes locais na geração de todos os parâmetros meteorológicos necessários envolvidos para uma melhor estimativa da evapotranspiração

2.5 Balanço Hídrico

Considerável número de publicações aborda aspectos ligados ao balanço hídricos climatologia, Pereira e Rodrigues (1971); Camargo (1978); Mota (1979); Bastos (1982); Nimer (1989); Vianello & Alves (1991) e Pessoa (1992). De modo geral o balanço hídrico climatológico é um método usado para saber a disponibilidade de umidade do solo. É uma técnica onde podemos contabilizar a troca de umidade da superfície do solo para a atmosfera pelo processo da evapotranspiração, que é a perda de água do solo pela evaporação e transpiração das plantas. Conhecendo como se dá o ganho e a perda de água da superfície do solo pode-se contabilizá-la, utilizando o cálculo do balanço hídrico climatológico, a quantidade em milímetros do excedente e deficiência hídrica mensal, tornando-se uma informação muito importante para qualquer política de planejamento econômico regional, uma vez que fornecem parâmetro indispensável para a avaliação do potencial hídrico que podem dispor os planos de irrigação dos solos, de regularização dos rios, de abastecimento de suas populações, de armazenamento de grão e quem dependem dos níveis de disponibilidade dos recursos hídricos.

Ometto (1981) entende por balanço hídrico a contabilidade de entrada e saída de água no solo. Sua interpretação traz informações de ganho, perda e armazenamento da água pelo solo. O processo de ganho de água pelo solo realiza-se por precipitação pluvial ou por irrigação. O solo recebendo essa água vai tendo seus poros preenchidos. Em relação à precipitação a água cedida à superfície do solo é função da intensidade e duração. A quantidade de água que penetra no solo, também o é. Além desses dois parâmetros, é também função da textura do solo, profundidade da camada impermeável e inclinação da superfície.

Tubelis (1988) afirma que o balanço hídrico é um método de se calcular a disponibilidade de água no solo para as comunidades vegetais. Contabiliza a precipitação perante evapotranspiração potencial, levando em consideração à capacidade de armazenamento de água no solo. A disponibilidade de água no solo é um fator ecológico mais correlacionado com a distribuição geográfica das espécies vegetais do que a precipitação.

O balanço hídrico contabiliza a precipitação em relação a evapotranspiração potencial, considerando um valor determinado de capacidade de armazenamento de água no solo. Esta é a máxima quantidade de água, utilizável pelas plantas, que pode ser armazenado na sua zona radicular.

Reichardt (1987) distingue o balanço hídrico em balanço hídrico real e balanço hídrico climatológico. O primeiro é contabilidade de todas as adições e retiradas de água que realmente ocorrem em dada área utilizada na produção agrícola. O segundo é uma estimativa baseada em séries de dados climatológicos coletados durante anos em certa localidade. O balanço hídrico real nos mostra a situação hídrica pela qual uma cultura realmente passa e nos fornece critérios para definir quando e quanto irrigar. O balanço hídrico climatológico é mais uma previsão do que vai ocorrer em dada localidade no que se refere à situação hídrica. Ele caracteriza uma região em termos de hidrologia.

Nimer (1989) em nenhuma parte do mundo o regime de precipitação pluviométrica é distribuição igualmente. Em geral, ele se caracteriza por uma estação de abundância e excesso e por uma de escassez e déficit. Do ponto de vista ecológico e agrônomo as estações de carência ou déficit de chuvas são mais importantes que os de excesso, uma vez que a deficiência define limites rigorosos de tolerância para as espécies vegetais.

Varejão-Silva (2001) com base no contexto agrônômico entende por balanço hídrico a determinação de todos os ganhos e perdas hídricas que se verificam em um terreno com vegetação, de modo a estabelecer a quantidade de água disponível às plantas em um dado momento. O balanço hídrico consiste em se efetuar a contabilidade hídrica do solo, até a profundidade explorada pelas raízes, computando-se, sistematicamente, todo o fluxo hídrico positivo (entrada de água no solo) e negativo (saída de água do solo). Tal fluxo decorre de trocas com a atmosfera (precipitação, condensação, evaporação e transpiração) e do próprio movimento superficial (escoamento) e subterrâneo (percolação) da água.

Segundo Camargo (1978) para a determinação das deficiências hídrica ou de parâmetros do balanço hídrico, pode-se adotar os métodos de Thornthwaite (1948) e Thornthwaite & Mather (1955), para diferentes capacidades de retenção de água no solo. No método proposto por Thornthwaite (1948), o solo é considerado como um reservatório capaz de armazenar água, quando recoberto por vegetação. Os resultados da contabilidade hídrica a identificação dos totais de deficiências e excedentes hídricas, bem como as fases de umedecimento e de consumo de água pelas plantas.

Bezerra (1996) ao efetuar o balanço hídrico para o município de Porto Velho, pelo método de Thornthwaite & Mather (1955) para um período de 40 anos de dados meteorológico mostrou que ocorreu deficiência hídrica entre cinco a seis meses, para cinco capacidades de campos escolhidas, distribuídas entre os meses de maio a outubro e uma evapotranspiração potencial média anual de $4,6 \text{ mm dia}^{-1}$. Não diferindo muito do trabalho de (Ribeiro e Vila Nova, 1979), que encontrou $4,1 \text{ mm dia}^{-1}$ pelo mesmo método e $4,3 \text{ mm dia}^{-1}$ pelo método de Penman, na reserva florestal de Ducke em Manaus e três meses de deficiência hídrica que não ultrapassam 28 mm.

2.6 Desmatamento

Conforme menciona Fearnside (1995), quando falamos em desmatamento da Amazônia, nos referimos à perda da floresta original que, antes das chegadas dos exploradores europeus, cobria quatro milhões dos cinco milhões de quilômetros da área hoje definida como Amazônia Legal. O desmatamento não inclui o corte de cerrado nem das florestas secundárias já desmatada, a exploração seletiva de madeira, as áreas situadas perto dos reservatórios, onde a floresta aparece alterada devido à elevação de lençol freático. Já a inundação por hidrelétrica é considerada como desmatada. Percebe-se que os critérios para configura-se como desmatamento e inadequados devido às restrições dos sistemas operacionais, que considera desmatamento aquilo que aparece como aberto numa imagem LANDSAT, omitindo-se, portanto as pequenas clareiras que não podem ser mensuradas nas escalas utilizadas.

Lombardo (1994) comenta, citando Molion (1988), Fearnside (1989), Marques et al. (1977), Salati et al. (1979) e Vila Nova et al. (1976) que o desmatamento intenso na região amazônica provocaria redução na quantidade de chuva, com menos calor latente liberado para a atmosfera, por causa da diminuição da evaporação. O ciclo hidrológico ficaria comprometido e ocorreria menos transporte de umidade para áreas vizinhas, com o centro sul brasileiro. Ainda, possivelmente a quantidade de carbono liberado para a atmosfera, resultante da queima da floresta, contribuiria para o aumento do efeito estufa. A autora alerta, para os altos custos ambientais do desmatamento e indica a prática de bom senso para a implantação de medidas de políticas públicas para controlar o processo, não só através das legislações ambientais vigentes. Mas com ações eficaz e consentizadora juntos aos agentes econômicos financiadores do desenvolvimento do país.

De acordo com Molion (1975) e Salati et al. (1979) a Floresta amazônica, a mais extensa floresta tropical do globo, é uma das principais fontes de aquecimento da atmosfera terrestre. Sabe-se que a maior parte do calor dessas fontes é fornecida pela superfície terrestre na forma de calor latente de evaporação. No caso da Amazônia, em média, cerca de 50% do calor latente provém da evapotranspiração da floresta. Apesar da importância que as florestas tropicais chuvosas exercem sobre o tempo e o clima, sua interação com as baixas camadas da atmosfera ainda é pouca conhecida.

Nobre et al. (1989) utilizando um modelo numérico acoplado da atmosfera global e biosfera para avaliar os efeitos do desmatamento na Amazônia no clima global e regional e obteve o seguinte resultado, a temperatura na região desmatada aumenta de 1° a 3° C, a evapotranspiração diminuiu de 20 a 30% e a precipitação decresce de 20 a 40 %. Também encontrou que o escoamento superficial (runoff) decresce. O resultado mais significativo deste estudo é a simulação de uma redução na precipitação espacialmente e temporal consistente, produzindo um aumento na duração da estação seca. Sendo a redução da precipitação será maior do que a redução da evapotranspiração, o que implica que a convergência dos fluxos dinâmicos de vapor d'água também diminuiu como consequência do desmatamento.

Independentemente da exploração da Região Amazônica, um monitoramento adequado desse imenso ecossistema é imprescindível tanto para fins científicos como também para fins administrativos e de planejamento. Muitas instituições nacionais e ou internacionais têm feito controle ou estimativa de desmatamentos nas esferas municipais, estaduais e federais.

As medições do desmatamento na Amazônia são feitas oficialmente pelo Instituto Nacional de Pesquisa Espacial (INPE) que emprega técnica de sensoriamento remoto para precisar as taxas de conversão de florestas. Os levantamentos têm sido feitos sistematicamente a partir de 1988 e esse projeto é conhecido como PRODES (Projeto de Estimativa do Desflorestamento Bruto da Amazônia). Desflorestamento bruto é considerado somente aquele em que há conversão de floresta primária em áreas de exploração agrosilvopastoris. Não é considerado, portanto, o desflorestamento de áreas em processo de regeneração e também áreas com corte seletivo de madeira. Devido à metodologia empregada pelo INPE, não é possível detectar desflorestamento em áreas menores que 6,25 hectares. Os resultados obtidos pelo órgão têm revelado uma taxa média anual de desflorestamento da ordem de 15.142 Km² a partir de 1988. Isso equivale a aproximadamente 0,42% do total da floresta por ano (INPE, 2003).

Salati et al. (1983) e Molion (1985) afirmam que existe entre a floresta e o clima uma interação estreita. Salati et al. (1983) considera que para a quantidade de precipitação que cai na Amazônia, apenas 50%, aproximadamente, retornam ao oceano e os outros 50% reciclam-se no sistema, através da infiltração e da evapotranspiração das plantas. O balanço de energia que tem hoje um equilíbrio que é definido pela utilização de 210 cal. cm⁻². dia⁻¹, das 425 cal cm⁻². dia⁻¹ recebidas. Conforme menciona Molion (1985) em estudos preliminares indica que a floresta amazônica reflete cerca de 12% da energia solar incidente sobre ela. Do total pluviométrico aproximadamente 17% são interceptados pela cobertura vegetal e cerca de 70% da energia radiante absorvida são utilizadas na evapotranspiração. Dessa forma, 48% do total precipitado sobre a região retornam a atmosfera através da evapotranspiração. Os dois autores advertem para os riscos de desmatamento em larga escala,

que provocariam desequilíbrios enormes nos balanços hídricos e energéticos, além de comprometer o clima de regiões vizinhas. São advertências graves, porém justas sob o ponto de vista científico.

Segundo Ripley (1976) e Charney et al. (1977) apud De Brito (2000), mostraram que, aumentando o albedo de uma região, haveria diminuição na precipitação. Para tanto, fizeram simulação para a região do Sahel, e constataram que a variação do albedo, de 14% para 35%, contribuiu para o declínio das precipitações naquela região. A mudança no albedo pode ocorrer devido a fatores antropogênicos, que desequilibram os fatores biológicos e ecológicos, de maneira que a ocorrência de derrubadas e queimadas desestabiliza os solos, deixando-os ressecados e estéreis, agravando-se ainda mais com as secas severas.

Salati et al. (1989) e Fearnside (1988) apud Nobre (1992) declaram que o desmatamento das florestas tropicais está aumentando rapidamente, na Amazônia devido às atividades humanas na região. As principais atividades econômicas associadas aos processos de ocupação são: pecuária extensiva, extração de madeira, culturas perenes, por exemplo: cacau, seringueiras e florestas homogêneas para papel e celulose, culturas anuais como: milho arroz e cana-de-açúcar, produção de carvão vegetal para a indústria de ferro-guza, construção de grandes reservatórios de usinas hidroelétricas, garimpo de ouro e mineração, exploração de petróleo e crescimento urbano. A pecuária extensiva tem sido apontada como a principal causa do desmatamento. Como resultados desastrosos tanto do ponto de vista econômico como ecológico.

Aguiar (1995) demonstra que em 94 anos (1901 a 1994), o clima urbano de Manaus (AM), teve alterado suas características, notadamente pela descaracterização do meio,

pela expansão de sua área urbana, pelo aumento de população e outros fatores agravantes conhecidos no estudo do clima urbano. Houve, de acordo com os dados analisados pelo autor, aumento de precipitação de 1800 mm anuais na primeira década do século XX para 2300 mm na última “normal climatológica” (1961 – 1990); a média anual da umidade relativa cresceu de 77% para 83%; a temperatura média baixou, nesses anos estudados em 0,4°C.

Salati & Nobre (1991) consideraram os processos de desmatamento das florestas tropicais, como os que acontecem na Amazônia, podem causar mudanças climáticas em escalas locais, regionais e, até global. Esse fato se deve a função reguladora do clima exercida pela floresta, notadamente à floresta amazônica, de cobertura tão densa e ampla. Essas florestas tropicais influenciam as trocas de energia no sistema terra-atmosfera, considerando-se aí os valores do albedo, o perfil da superfície, o calor sensível e latente.

Cristofolletti (1995) refere-se ao fato de que na região amazônica é muito importante a relação existente entre a cobertura vegetal e o clima por ser essa região geradora e dispersora de massas de ar que influenciam outras regiões e que a circulação atmosférica geral pode sofrer alterações resultantes do desmatamento, que por consequência modifica o ciclo hidrológico e altera o clima em escala regional e local, num primeiro momento, e repercutindo-se em áreas longínquas ao longo do tempo.

2.7 Um Breve Relato da Ocupação do Município de Porto Velho – RO

O município de Porto Velho originou-se da construção da estrada de ferro Madeira-Mamoré, que era uma das cláusulas do Tratado de Petrópolis de 1903, foi a célula-mãe que resultou, em última instância com a criação do Território Federal do Guaporé,

renomeado de Território Federal de Rondônia e atual Estado do mesmo nome, na qual a capital é o município de Porto Velho.

O fator mais marcante da ocupação da região aconteceu com a consolidação da BR – 364 em 1968, que permitiram, a partir de 1970, o início de assentamentos agrícola levando a um novo ciclo econômico, que mais tarde consolida o Estado de Rondônia como um produtor agropecuário da Região Norte do Brasil. A principal característica desse ciclo foi à presença maciça de investimentos federais nos projetos de colonização e a intensificação do fluxo migratório.

O efeito imediato deste último fator foi à rápida formação de aglomerados urbanos de característica linear ao longo da BR-364, de forma intensa e contínua, inviabilizando a ação governamental na antecipação para o ordenamento e planejamento adequado da expansão da fronteira econômica no Estado. Essa forma de ocupação da região levou o Estado de Rondônia a ter um crescimento populacional na ordem de 342% entre 1970 a 1980 segundo IBGE (2003) havendo registro de que chegaram neste período cerca de 100 mil famílias, oriundas de Estados do Sul, sudeste e Nordeste do Brasil.

O reflexo do processo de ocupação agrícola sobre o ambiente natural foi à substituição de áreas de vegetação nativa, geralmente Floresta Ombrófila aberta e densa por cultivo agrícola e gramínea para a produção de grão e a formação de pastagens, respectivamente, gerando grande impacto ambiental nas áreas colonizadas. Todas estas atividades ainda continuam sendo praticadas, porém de forma e intensidade distintas das décadas anteriores, principalmente em função da disponibilidade dos recursos naturais, do contexto socioeconômico e do acesso a terra.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Área de Abrangência e suas Características Naturais

A área de nosso objeto de estudo, sob a denominação de Região Norte do Brasil, compreende a maior parte da chamada “Região amazônica”, a mais vasta floresta ombrófila densa do globo terrestre. A região conta com uma área de 3.853.327,229 km², que corresponde a 45,25% do território brasileiro, formada pelos estados do Acre, Amapá, Amazonas, Pará, Rondônia, Roraima e Tocantins. Sua área está localizada entre o maciço das Guianas ao norte, o planalto Central ao sul, a cordilheira dos Andes a oeste e o oceano Atlântico a nordeste. De clima regionalmente equatorial, é banhada pelos grandes rios da bacia Amazônica e do Tocantins. Seu relevo tem três patamares de altitude igapós, várzeas e baixos platôs ou terra firme definido pelo volume de água dos rios, em função das chuvas (IBGE, 2001).

Os igapós são áreas permanentemente inundadas, com vegetação adaptada a permanecer com suas raízes sempre debaixo d'água. As várzeas se encontram em terreno mais elevado e são inundadas apenas na época das cheias dos rios. A seringueira é um bom exemplo do tipo de árvore existente nessa área. Os baixos platôs ou terra firme estão

localizados nas partes mais elevadas e fora do alcance das cheias dos rios. Nessa área encontram-se as grandes árvores de madeira de lei e as castanheiras (Branco, 1989).

A região Norte tem 12.342.627 habitantes, ou seja, 7.7% da população total do país. Sua densidade demográfica é a mais baixa entre todas as regiões geográficas, com 3,2 habitantes por km². A maior parte da população (57,8%) é urbana, sendo Belém, e Manaus, as duas maiores metrópoles. A economia da região Norte baseia-se no extrativismo vegetal de produtos como látex, açaí, madeiras e castanha-do-pará; no extrativismo mineral de ouro, diamantes, cassiterita e estanho; e na exploração de minérios em grande escala, principalmente o ferro na serra dos Carajás, estado do Pará, e o manganês na serra do Navio, estado do Amapá (IBGE, 2001).

Dois ferrovias viabilizam o escoamento dos minérios extraídos da região: a Estrada de Ferro Carajás, que vai de Marabá, estado do Pará, a São Luiz, capital do estado do Maranhão (região Nordeste), que leva o ferro para os portos de Itaqui e Ponta da Madeira; e a estrada de Ferro do Amapá, que transporta o manganês extraído na serra do Navio até o porto de Santana, em Macapá, capital do estado do Amapá (IBGE, 2003).

Em algumas partes da região a energia é fornecida por usinas hidrelétricas e em outras o fornecimento depende de geradores a óleo diesel. No rio Tocantins, estado do Pará, encontra-se a usina hidrelétrica de Tucuruí, a maior da região. Existem ainda usinas menores, como Balbina, no rio Uatumã, estado do Amazonas, e Samuel, no rio Jamari, estado de Rondônia. (IBGE, 2000).

3.2 MATERIAL

3.2.1 Dados Disponíveis

Neste trabalho foram utilizados dados meteorológicos, referentes à temperatura do ar e precipitação média mensais das quarenta e oito estações meteorológicas de superfícies espacialmente distribuídas na Região estudada como mostra a Figura 3.1. As estações pertencem à rede de observação do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), e a série histórica compreendendo o período de 1970 a 2000. Os nomes e as coordenadas geográficas de cada estação encontram-se no anexo 1, na Tabela 7.0.

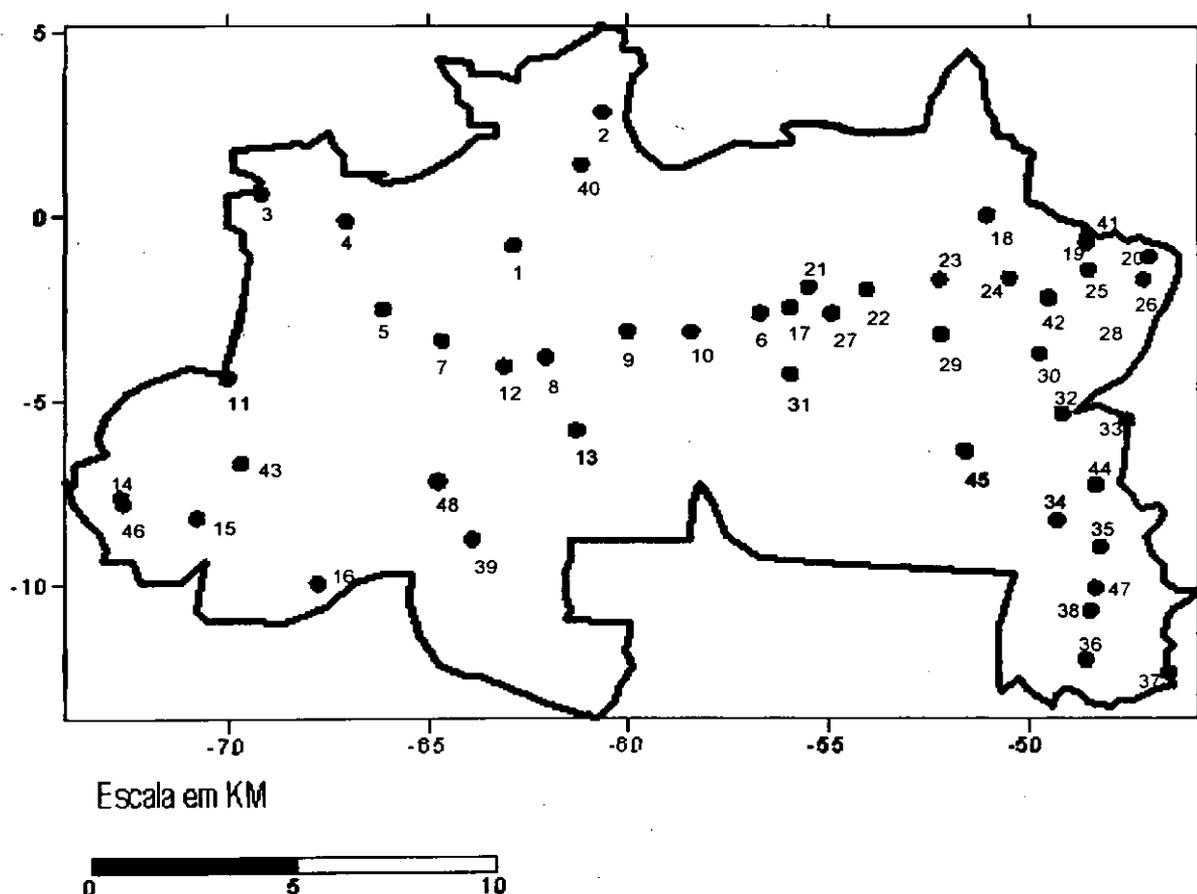


Figura 3.1 Distribuição espacial das estações climatológicas da região Norte do Brasil

3.3 Métodos

3.3.1 Balanço Hídrico

O cálculo do balanço hídrico foi realizado com a utilização de um “software” do método de Thornthwaite & Mather (1955) elaborado por Glauco de Souza Rolim e Paulo César Sentelhas do Departamento de Física e Meteorologia ESALQ _ USP (1998). Os cálculos dos índices de umidade efetiva (I_m), umidade (I_h) e de aridez (I_a), foram obtidos através das equações:

$$I_m = \frac{(EXC \times 100) - (DEF \times 60)}{ETP} \quad (3.1)$$

Onde:

EXC \Rightarrow excedente hídrico anual;

DEF \Rightarrow deficiência hídrica anual;

ETP \Rightarrow evapotranspiração potencial; ou através da relação entre os índices de umidade e de aridez, conforme a equação:

$$I_m = I_h - 0,6 \times I_a \quad (3.2)$$

Os índices de umidade (I_h) e de aridez (I_a) foram obtidos pelas equações:

$$I_h = \frac{100(EXC)}{ETP} \quad (3.4)$$

$$I_a = 100 \left(\frac{DEF}{ETP} \right) \quad (3.5)$$

3.3.2 Evapotranspiração Potencial (ETP)

Recentemente, tem havido um consenso em torno da utilização da metodologia de Penman-Monteith, para a estimativa da ETP em todo o mundo. Esta unanimidade se deve aos estudos efetuados por pesquisadores ligados à área de irrigação durante o "Expert Consultant on Revision of FAO Methodologies for Crop Water Requirements", realizado em Roma, em 1990. Tal fórum teve como objetivo a avaliação das várias metodologias existentes e revisão da publicação FAO nº24 publicadas nos anos 70, consideradas até então, referência internacional. O resultado deste encontro foi à recomendação do método combinado de Penman-Monteith para o cálculo da evapotranspiração potencial, por seu melhor desempenho sob várias condições climáticas.

Nesta pesquisa cálculo da evapotranspiração potencial foi realizado pelo método de Thornthwaite (1955) devido à peculiaridade dos dados meteorológicos da região. O método baseia-se na relação de dependência da evapotranspiração potencial em função da temperatura do ar verificado a cada mês, dada por:

$$ETP = f \cdot 1,6 \cdot \left(\frac{10 \cdot t}{I} \right)^a \quad (3.6)$$

ETP = a evapotranspiração potencial mensal em centímetros por mês;

t = a temperatura média mensal em graus Celsius;

f = fator de ajuste em função da latitude e mês do ano;

I = índice de calor anual, dados pelo somatório dos índices mensais.

$$I = \sum_{1}^{12} i \quad \text{onde:} \quad i = (t / 5)^{1,514} \quad (3.7)$$

O valor de a é dado por:

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot P^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot P^2 + 1,792 \cdot 10^{-2} \cdot P + 0,49239 \quad (3.8)$$

Os valores obtidos pela fórmula de Thornthwaite são válidos para meses de 30 dias com 12 horas de luz por dia. Como o número de horas de luz por dia muda com a latitude e também porque há meses com 28 e 31 dias, torna-se necessário proceder às correções. O fator de correção (f) é obtido da seguinte forma:

$$f = \frac{h}{12} \cdot \frac{n}{30} \quad (3.9)$$

h = número de horas de luz na latitude considerada;

n = número de dias do mês em estudo.

No armazenamento tem como hipótese básica, que a perda de água pelo solo é função da água armazenada pelo mesmo, ou seja, à medida que o solo vai secando, a perda de água vai diminuindo proporcionalmente. O tratamento matemático dessa hipótese resulta em que o [ARM] é estimado por:

$$ARM = CAD * EXP[NEG/CAD]; \quad (3.10)$$

Sendo que o negativo acumulado (NEG) é dado pela equação:

$$NEG = \text{Ln} [ARM/CAD] * CAD \quad (3.11)$$

CAD = capacidade de água disponível;

ARM = armazenamento de água no solo.

3.3.3 Bases Cartográficas

Os mapas foram gerados através do programa Sufer versão 7.0, pelo método “*Kriging*” para uma melhor visualização e espacialização dos resultados, mostrados por meio de isolinhas de precipitação, temperatura, evapotranspiração real, deficiência, excedente hídrico, índice de umidade efetiva dos totais anuais médios do período de 1970 a 2000, junto com as coordenadas geográficas, das 48 localidades da região norte do Brasil.

3.4 Para Porto Velho - RO

3.4.1 Desmatamento

Utilizaram-se dados referentes ao desmatamento cedido pelo Núcleo de Sensoriamento Remoto e Climatologia da Secretaria de Estado do Desenvolvimento Ambiental (SEDAM), para verificar a magnitude da ação antropogênica no município de Porto Velho - RO na tentativa de detectar possíveis impactos ou alterações significativas nos parâmetros de precipitação e temperatura do ar, assim como sua influência sobre o balanço hídrico.

3.4.2 Precipitação e Temperatura Média do Ar de Porto Velho – RO

Com os dados da série histórica de 1945 a 2003 foi calculada a normal climatológica de precipitação anual e temperatura média do ar anual, para a verificação dos desvios positivos e negativos das variáveis meteorológicas. Após esse procedimento básico, calculo-se o desvio-padrão da série histórica para cada variável.

Representou as variáveis graficamente com objetivo de selecionar os anos com desvios obtidos, e destacados em relação ao desvio-padrão para a precipitação anual e para a temperatura média do ar anual considerou-se a normal climatológica mais o desvio-padrão. Selecionados os anos comparou-se com a cronologia e intensidade dos fenômenos El Niño e La Niña fornecidos pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE), disponível em < <http://www.Cptec.inpe.br/enos> > acesso em 21/01/04.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados os resultados encontrados e discussão a respeito dos mesmos e, quando possível, compara-los com resultados obtidos de outros pesquisadores.

4.1 Precipitação Pluviométrica da Região Norte do Brasil

Observando a Figura 4.1, de isoietas médias anuais pode-se notar que os mais altos índices pluviométricos encontram-se na parte noroeste e no litoral atlântico, se estendendo do Pará ao Amapá, com precipitação de 3100 mm/ano para a estação de Iauareté - AM ($0,62^\circ$ N e $69,2^\circ$ W), acima de 2900 mm/ano para a estação de Soure - PA ($0,5^\circ$ S e $48,5^\circ$ W) e as demais estações próximas ao litoral da região com variações entre 2133 mm/ano a 2944 mm/ano. Deslocando-se na região no sentido leste a oeste entre os paralelos de 0° e 5° S a precipitação tem uma redução gradativa, chegando a atingir um índice pluviométrico anual de 1579 mm/ano na localidade de Tirios - PA ($2,48^\circ$ S e $55,98^\circ$ W) a oeste do estado do Pará. A explicação da elevada precipitação no litoral da região segundo Kousky (1985) é devida provavelmente à convergência noturna entre os alísios e a brisa terrestre, e a redução à cerca de 500 km da costa está associada à diminuição da convecção diurna, quando ocorre convecção organizada ao longo da frente associada à brisa marítima. Porém, ao se propagar continente adentro, essa convecção organizada

produz precipitação noturna a cerca de 500 km, embora menos intensa, devido à redução do contraste térmico.

Uma redução mais acentuada para os padrões da região é verificada em Araguatins – TO na região conhecida como Bico do Papagaio ($5,53^{\circ}$ S e $47,5^{\circ}$ W), com índice de 1271 mm/ano e no extremo norte da região entre os meridianos de 60° W e 65° W, na cidade de Boa Vista com índice de 1393 mm/ano, nas demais localidades a distribuição espacial da precipitação fica entre 1450 mm/ano a 2773 mm/ano.

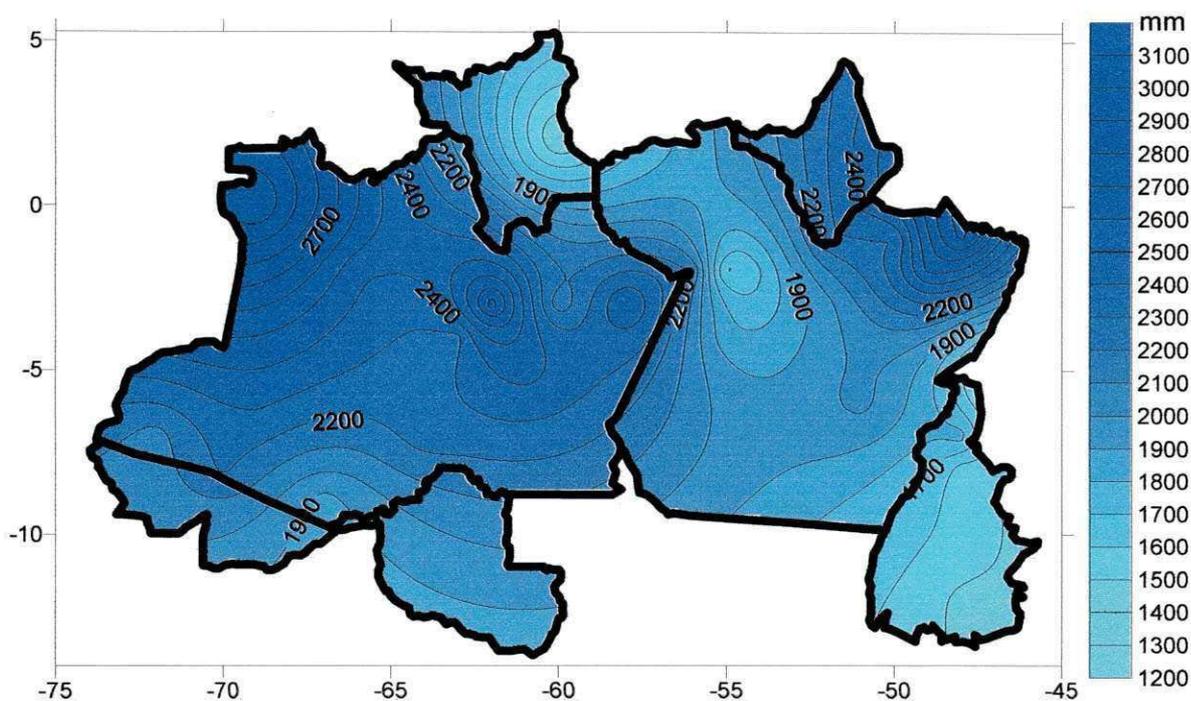


Figura 4.1 Isoietas médias anuais de 1970 a 2000 da Região Norte do Brasil.

Figuerola e Nobre (1990) descreveram que o máximo de precipitação na região central da Amazônia, próxima de 5° S, pode estar associado com a penetração de sistemas frontais da região sul, interagindo e organizando a convecção local. Nesta parte da região entre os paralelos de 0° a 5° S e entre os meridianos de 60° a 65° W encontra-se variação de precipitação entre 2183 mm/ano a 2851 mm/ano com redução no sentido norte e leste.

O período de chuva ou forte atividade convectiva na região Norte do Brasil está compreendido entre os meses de novembro a março, porém essa chuva da região não deve ser vista de uma forma homogênea tanto espacialmente como temporalmente do ponto de vista de saldo, pois a região tem a sua heterogeneidade, do ponto de vista biofitogeográfico, como do ponto de vista biogeofísico, a qual interfere na dinâmica atmosférica fazendo com que haja uma pequena variabilidade em cada ecossistema singular que só é percebido quando se equaciona a subtração mensal entre a precipitação e a evapotranspiração.

O período conhecido na região como o menos chuvoso (sem grande atividade convectiva) é entre os meses de maio a setembro, sendo que os meses de abril e outubro são meses de transição entre um regime e outro. Exceto na parte oeste e noroeste da região, a partir do meridiano 65° W até a fronteira com a Colômbia, e entre os paralelos 5° S e 1,47° N. Com precipitação que variam acima de 3000 mm/ano a 2500 mm/ano, regularmente distribuídas durante o ano, pois a variação mensal fica entre 120 mm a 362 mm, proporcionando um clima superúmido nesta faixa da região.

A Figura 4.2 mostra o trimestre mais chuvoso da região norte do Brasil que na maior parte das localidades ocorrem nos primeiros três meses em toda parte sul da região entre os paralelos 4,4° S e 12,4° S no sentido leste – oeste que são janeiro, fevereiro e março (JFM), nessa faixa a uma variação de 688 mm a 990 mm entre as localidades o que corresponde uma porcentagem de concentração de chuva de 34% a 57% sendo que na parte sudeste se encontra as maiores porcentagens proporcionais ao regime pluviométrico de cada localidade. No litoral da região até a parte central há um deslocamento para fevereiro, março e abril (FMA), com uma variação de 751 mm a 1785 mm de concentração de chuva nesses meses, sendo que na parte central da região a maioria das localidades fica em torno

de 800 mm a 1100 mm ao regime de cada localidade, a noroeste da região o trimestre mais chuvoso ocorre nos meses abril, maio e junho (AMJ).

Segundo Quadro et al. (1996) essa variação parece está relacionada com a posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), pois os núcleos de precipitação migram da parte central do país, no verão austral, para o setor noroeste da América do Sul no inverno austral, acompanhando a migração anual da convecção profunda. Na faixa setentrional os trimestres mais chuvosos são: maio, junho e julho (MJJ) em Caracari – RR (4,08° S e 63,13° W) e junho, julho e agosto (JJA) em Boa Vista – RR (2,8° N e 62,9° W).

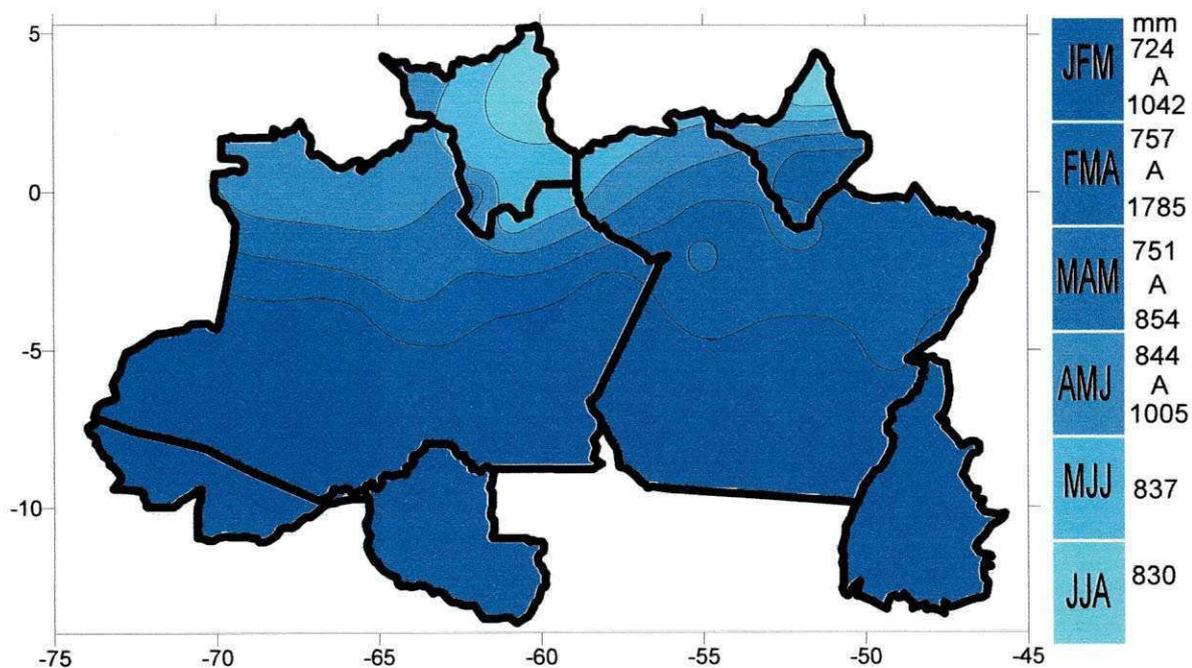


Figura 4. 1 Isoietas dos trimestres mais chuvosos da Região Norte do Brasil.

Segundo Nobre (1983) na região, é encontrado três centros de precipitação abundante. O primeiro localizado a noroeste da região, com precipitação acima de 3000 mm/ano. A este centro é associado à condensação do ar úmido trazido pelos ventos de leste da Zona de Convergência Intertropical, que são elevados quando o escoamento sobe os Andes provocando chuvas orográficas. O segundo centro fica localizado na parte central da região norte em torno de 5° S e entre os meridianos 58° W a 65°W, com precipitação de

2500 mm/ano, e o terceiro, na parte nordeste do estado do Pará, próximo a Belém, com precipitação de 2800 mm/ano.

Outro fator que se correlaciona com o comportamento das chuvas na região, entretanto de maneira mais localizada é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZACAS). Enquanto que a ZCIT atua na região, numa faixa mais extensa durante o ano todo, a ZACAS pode influenciar as chuvas no sul da região norte do Brasil, nos meses de novembro a abril, época de sua maior atuação, e praticamente inexistente no inverno (Oliveira, 1986; Silva Dias, 1988 e Nobre, 1988). A topografia é outro fator que influencia a chuva em determinados locais da bacia da região norte do Brasil.

A cordilheira dos Andes desempenha um papel determinante no regime de precipitação em sua encosta. Segundo Figueroa e Nobre (1990), o posicionamento de uma região a sotavento ou a barlavento na cordilheira, induz respectivamente formação de região com baixos e altos índices de precipitação. Provavelmente cria também as condições para a ocorrência do maior índice pluviométrico para as localidades que se encontram a noroeste da região norte.

Conforme a Figura 4.3 na parte sul o período menos chuvoso corresponde ao trimestre junho, julho e agosto, com estiagem bem acentuada entre os meridianos 46,43°W e 50°W e entre os paralelos 5°S e 12°S, com menor valor registrado do trimestre em Araguaína – TO (7,3° S e 48,3° W) de 44 mm no restante da parte sul da região há uma variação entre 90 mm a 232 mm. Nas cidades localizadas no Estado do Pará os meses menos chuvosos concentram-se em setembro, outubro e novembro, com deslocamento para o mês de agosto na porção oeste do estado.

A diminuição da precipitação é mais acentuada nas cidades que se encontram próximas do litoral da região, algumas chegam a registrarem no trimestre 17 mm, que não chega a corresponder nem 1% da precipitação do período como e o caso de

Tracuateua, Capitão Poço e Curuçá, no litoral do Estado do Pará e nas cidades do Estado de Tocantins. Já na parte central da região o trimestre menos chuvoso se concentra em julho, agosto e setembro como predominante, a precipitação não é inferior a 200 mm, aumentando a partir do meridiano 65° W quando se caminha para oeste e noroeste, chegando a 600 mm nesta localidade podemos afirmar que não existe estiagem.

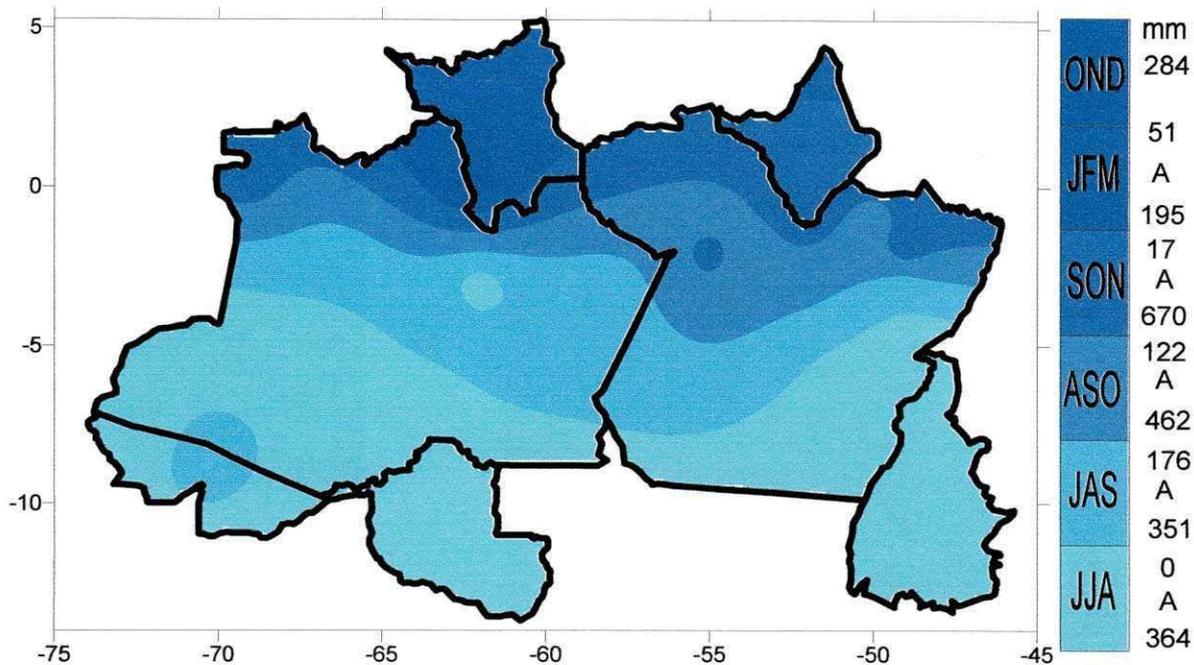


Figura 4.3 Isoietas dos trimestres menos chuvosos da Região Norte do Brasil.

Segundo Kousky e Kayano (1981) a variação sazonal da intensidade e da posição da alta pressão na troposfera superior está diretamente relacionada com a distribuição espacial e temporal da precipitação; quando a alta pressão enfraquece e se move em direção ao norte durante o inverno, as partes sul e leste da região norte do Brasil sofrem uma diminuição da precipitação. Boa Vista e Caracari - RR por se encontrarem em latitudes do Hemisfério Norte (HN) os seus regimes pluviométricos obedecem à dinâmica da circulação do (HN), e por esta razão o trimestre mais e menos chuvoso difere tanto das demais localidades da região.

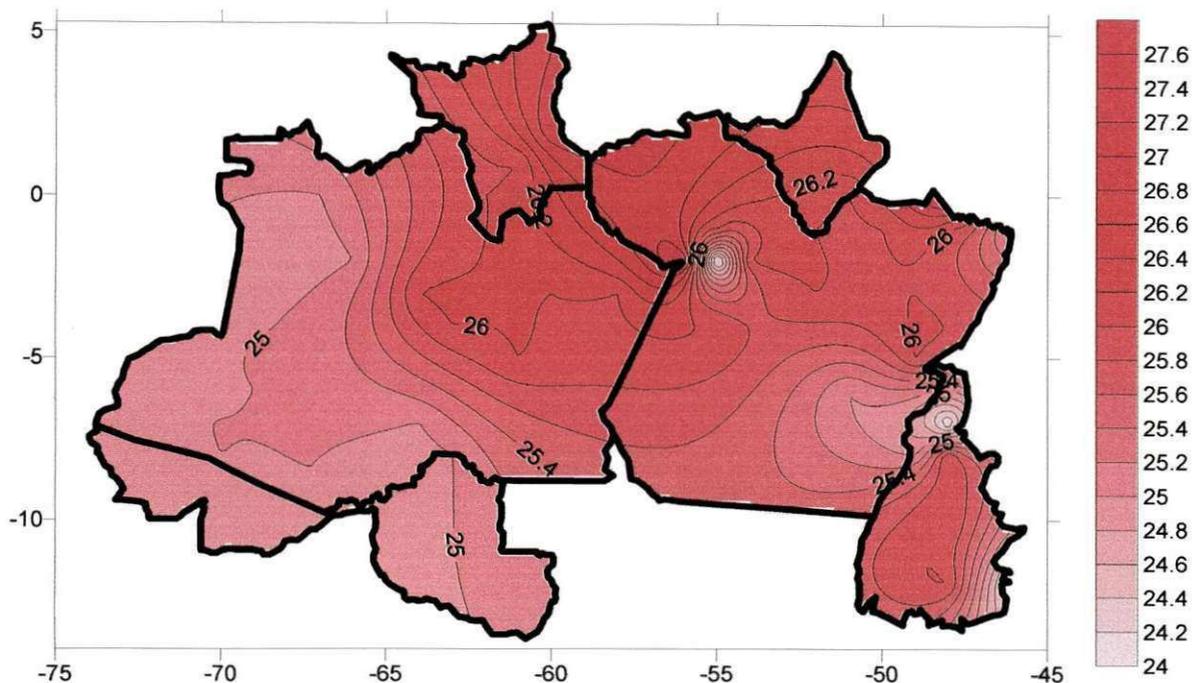
4.2 - Temperatura Média Anual da Região Norte do Brasil

Pode-se dizer que a Região Norte possui uma isoterma espacial de temperatura média do ar, pois a diferença entre os valores extremos não é superior a 3°C, distinguindo uma leve sazonalidade da temperatura média do ar entre os meses de inverno e verão. As temperaturas médias diminuem o seu gradiente no sentido oeste e a diferença mais marcante está na faixa longitudinal 65°W; essa região caracteriza-se por valores de temperatura entre 25,0°C e 25,9°C. Na Figura 4.3 é apresentada a distribuição espacial da temperatura média do ar, e observa-se que raramente a temperatura média do ar é inferior a 25°C e superior a 27°C.

Fisch et al (1990) estudando elementos do clima durante o período de dezembro de 1982 a dezembro de 1986 e tentando observar as possíveis conseqüências do impacto ecológico pela formação do reservatório da Usina Hidrelétrica Tucuruí provocado por 2430 Km² de área inundada. Verificou que as temperaturas do ar registradas foram de 26,5°C para temperatura média, 31,0°C para máxima, 23,0 °C para mínima e uma amplitude térmica diária situada em torno de 10°C. Vale salientar que no período de 1970 a 2000, o valor encontrado em nossa investigação para a temperatura média da mesma localidade foi de 26,7°C.

As temperaturas médias anuais do ar com os valores mais elevados encontrados na região foram em Boa Vista – RR 27,6 °C, Curuçá – PA 27,2 °C, Parintins – AM 27,3°C e em Soure - PA 27,4 °C. Os menores valores de temperaturas médias anuais do ar foram encontrados em Tirios – PA 24,8 °C, Taguatinga – TO 24,9 °C e em Araguaína - TO 24,8 °C; no restante das localidades há uma oscilação entre 25,0 e 26,9 °C,

sendo que a partir do meridiano de 65° W todas as localidades estudadas as temperaturas média anuais do ar não ultrapassaram de 26,0° C.



Figuras 4.4 Isotermas médias anuais (°C) da Região Norte do Brasil

Pelo fato de estar submetida a forte irradiação solar em função da sua posição geográfica as temperaturas médias anuais em toda a Região Norte são sempre elevadas e os setores mais quentes são, parte central, nas proximidades da linha do Equador e a parte setentrional, na proximidade de Boa Vista – RR. Os períodos mais quentes do ano são o verão e outono, destacando-se Boa Vista - RR e Soure - PA com temperaturas médias mensais entre 28°C e 28,5°C, nos meses de setembro a dezembro.

4.3 Balanço Hídrico Climatológico da Região Norte do Brasil

O balanço hídrico é um processo de contabilização da água que circula no solo de uma região, em que o saldo, ou seja, a água que realmente fica disponível para uso

dos vegetais após a evapotranspiração que é uma variável derivada em função da temperatura e da insolação é utilizada para quantificar a necessidade de água para manter a ecologia vegetal em um estado ótimo. A mesma é o único débito do sistema, já que não são considerados o escoamento e a percolação profunda do solo.

As componentes do balanço hídrico climatológico usado para o Norte do Brasil, para uma capacidade de água disponível (CAD) de 125 mm, são mostradas por cartogramas de isolinhas de evapotranspiração real (ETR), deficiência hídrica (DEF), excedente hídrico (EXC) e índice de umidade efetiva (Im). Essas componentes fornecem informações não apenas dos períodos de maior evapotranspiração real, excesso e deficiência hídrica, mas também permite que a magnitude dessas quantidades seja estimada, a qual pode ser comparada com as outras localidades dentro da própria região, os quais possam ser usados em estudo de classificação e correlação, uma vez que originam parâmetros indispensáveis para avaliação do potencial hídrico da região.

4.4 Evapotranspiração real da Região Norte do Brasil

Na Figura 4.5 verifica-se a variação espacial da evapotranspiração real média anual dentro da região norte do Brasil, a mesma é superior a 1000 mm/ano com variação entre os extremos de 861 mm/ano; no município de Parintins - AM (2,63° e 56,73° W) registrando 1810 mm/ano e o município de Taguatinga - TO (12,4° N e 46,43° W) registrando 949 mm/ano, o que representa uma diferença de 47%.

Como esse parâmetro do balanço hídrico é derivado diretamente da temperatura do ar e da disponibilidade de água no solo, a sua variabilidade temporal e espacial obedece a sazonalidade da temperatura do ar e da precipitação dentro da região. Os menores valores mensais ocorreram nos meses de menores precipitações de cada

localidade e os maiores valores nos meses de maiores precipitações. Isso evidencia que o parâmetro meteorológico de maior variabilidade na região, no caso a precipitação, é que determina a variabilidade dos parâmetros do balanço hídrico dentro da região.

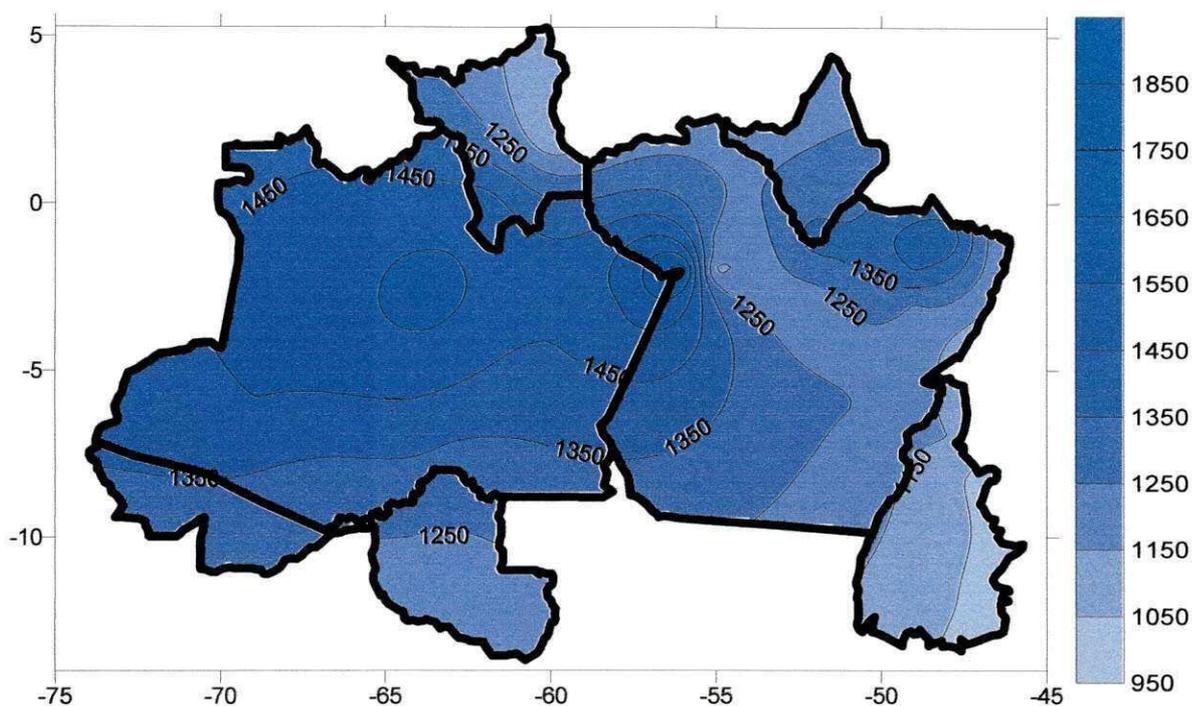


Figura 4.5 Isolinhas de Evapotranspiração Real média anual da Região Norte do Brasil

Analisando a Figura 4.5 percebe-se que há variabilidade espacial em relação à média anual da evapotranspiração real. As maiores ETR encontram-se em faixas estreitas do litoral da região, duas no centro, uma mais para leste e outra mais para oeste. E os menores valores médios anuais de ETR são encontrados em uma faixa estreita da parte leste do Estado do Tocantins e na parte norte do mesmo estado na região conhecida como Bico do Papagaio que é uma faixa de terra estreita formada pela confluência dos rios Araguaia e Tocantins e uma outra que se localiza ao norte do Estado de Roraima. No restante da região há uma quase homogeneidade, pois a diferença não ultrapassou 350 mm.

A evapotranspiração real média mensal acompanha a sazonalidade, com valores máximos e mínimos definidos conforme o regime de precipitação das quarenta e

oito estações analisadas da região, e os mesmos tem uma grande variabilidade temporal e espacial marcada e definida pelos sistemas meteorológicos mais influentes em cada setor dentro da região. Os valores máximos, acima de 100 mm/mês, oscilam entre 102 mm/mês a 154 mm/mês, e os mínimos, abaixo de 100 mm/mês oscilam entre 5,4 mm/mês a 99,9 mm/mês dependendo da orografia e posição geográfica de cada localidade e de cada sistema atmosférico que atua da região de forma e magnitude diferentes.

4.5 Deficiência e Excedente Hídrico

A deficiência e o excedente hídrico são duas variáveis do balanço hídrico. A primeira contabiliza a quantidade de água que falta no solo para que o mesmo atinja a condição potencial de evapotranspiração. A segunda contabiliza a quantidade de água que excede a capacidade de armazenamento do solo em condições climatológicas.

Quase todas as regiões do mundo o regime hídrico anual se caracteriza por excesso e déficit sazonais de certa forma previstos, pelo menos em termos qualitativos. Até mesmo as regiões caracterizadas por grandes excessos anuais, como é o caso da Região Norte do Brasil, apresentam, na maior parte de seu território, áreas com alguns meses de deficiência e excesso hídrico.

Na região norte do Brasil a elevada taxa de evaporação e a sazonalidade da precipitação pluviométrica concorrem para que haja, em uma época do ano, concentração de grande parte da quantidade de água precipitada, provocando assim excedente hídrico. Já na outra época ocorre uma sensível diminuição da precipitação que associada à elevada disponibilidade de energia que atua no processo evaporativo, limita a oferta de água no solo no qual se caracteriza por deficiência hídrica, que influencia de certo modo as atividades humanas e o desenvolvimento da fauna e da flora.

As Figuras 4.6 e 4.7 representam a distribuição espacial anual da deficiência e do excedente hídrico da Região Norte do Brasil.

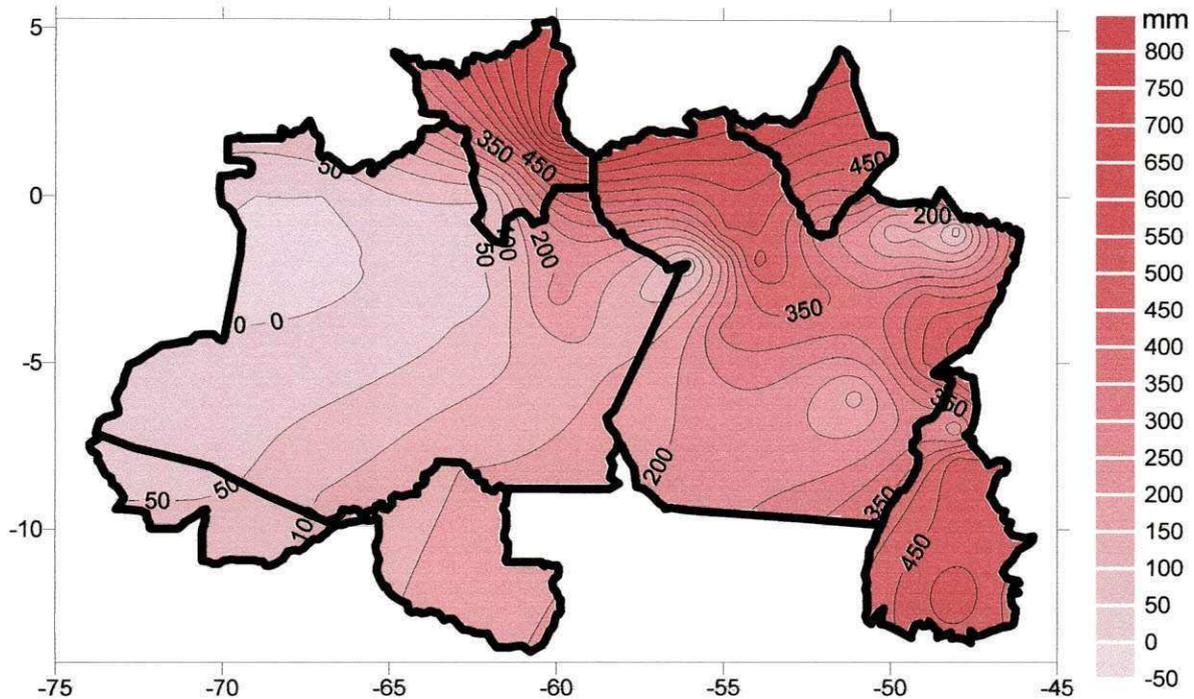


Figura 4.6 Isolinhas de Deficiência Hídrica anual da Região Norte do Brasil

A Figura 4.6 identifica a distribuição espacial da deficiência hídrica da região, observa-se que a oeste e noroeste da região não se caracteriza deficiência hídrica e na parte sudoeste e centro ocidental entre os meridianos 60°W e 65°W da região há uma deficiência de pouca expressividade do ponto de vista endafico, pois os mesmos não ultrapassam o valor de 50 mm.

Os maiores valores de deficiência hídrica são encontrados em uma faixa na parte setentrional da região entre os meridianos de 50°W e 62°W , em grande parte do estado de Tocantins, com registros acima de 450 mm/ano. Sendo que Boa Vista - RR e Araguatins - TO obteve os valores de 851 mm/ano e 646 mm/ano, o que corresponde 61% e 51 da precipitação anual. No restante da região há uma deficiência hídrica moderada entre 100 mm/ano e 400 mm/ano.

A distribuição mensal da deficiência hídrica configura-se de forma heterogênea, sendo que no litoral da região ocorrem em cinco meses, com exceção da cidade de Belém, com apenas dois meses, e sem expressividade, pois não chega a corresponder 1% da precipitação anual, com um aumento para seis meses na parte oeste do Estado do Pará e uma diminuição para três meses na parte central do Estado do Amazonas, com exceção da cidade de Manaus que apresentou cinco meses de deficiência hídrica totalizando 220 mm/ano.

Na região conhecida como Bico do Papagaio onde se encontra a cidade de Araguatins no Estado de Tocantins foram registrados sete meses de deficiência hídrica, totalizando 646 mm/ano; no restante do estado há uma variabilidade de quatro a sete meses no sentido norte sul. A localidade onde ocorreu o maior período de deficiência hídrica foi Boa Vista – RR, outubro a maio e isso indica que a mesma é regida pelos sistemas meteorológicos que atuam nesse Hemisfério Norte em período diferente do Hemisfério Sul.

O excedente hídrico, mostrado na Figura 4.7 identifica uma região no tocante ao suprimento de água no solo; o mesmo excede a capacidade de água disponível (CAD), por existir um limite máximo para o armazenamento dessa água em função da textura e espessura do solo e das exigências hídricas específicas da vegetação.

Exaurida a sua capacidade de armazenamento, ocorrerá perda por excesso hídrico. Essa perda pode ser igualmente quantificada e na região a mesma segue um regime de sazonalidade em que os saldos positivos se caracterizam às vezes como excedente hídrico, pois a entrada de água por precipitação pluviométrica no ambiente é superior à saída pelo processo de evapotranspiração.

A caracterização espacial do excedente hídrico da região norte do Brasil obedece a sazonalidade da precipitação de cada localidade e o posicionamento latitudinal

da ZCIT e, a mesma tem uma distribuição espacial marcada por uma abundância de precipitação no seu regime anual a qual não deixa características que fuja do tipo de clima úmido. A região apresenta variabilidade do seu excedente hídrico de três a doze meses, com as maiores prevalências em sete meses, encontrados em doze localidades, em cinco meses encontrados em dez localidades e quatro meses encontrados em nove localidades e a menor ocorrência em três meses encontrada em duas localidades.

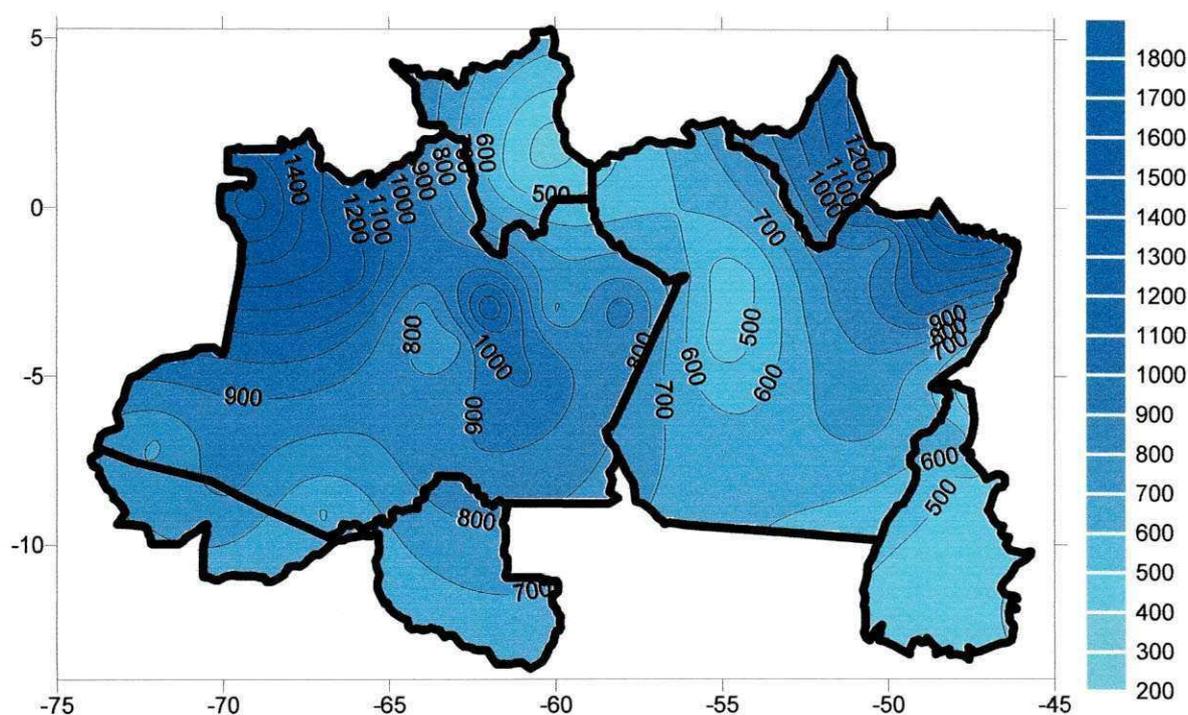


Figura 4.7 Isolinhas de Excedente Hídrico anual da Região Norte do Brasil

Verifica-se na Figura 4.7 que os valores de excedente hídrico acima de 1000 mm/ano são encontrados próximo ao litoral da região, em uma faixa a oeste e noroeste e um pequeno núcleo entre os meridianos 60° e 65° W. Os valores abaixo de 500 mm/ano encontram-se na parte do estado do Pará e em grande parte dos estados de Tocantins e Roraima no restante da região registram-se valores entre 600 mm e 900 mm/ano.

4.6 Índice de Umidade Efetiva (Im)

Como um dos principais parâmetros na classificação do tipo de clima de uma região, o índice de umidade efetiva tem sido utilizado também como indicador de áreas sujeitas aos processos de desertificação, conforme definição das Nações Unidas. No caso da Região Norte do Brasil pode, ser utilizado para identificar as localidades menos úmidas, que deve ter uma atenção especial quanto ao monitoramento de prática agrícola tradicional no preparo da terra com a utilização do fogo como forma, mais rápida e barata de preparar o terreno para o cultivo.

A fim de evitar grandes incêndios semelhantes ao que ocorreu em 1998 no Estado de Roraima que não houve controle e causou danos ambientais. Nesse Estado na sua parte setentrional registra-se um grande período de deficiência hídrica com duração de oito meses durante o seu ciclo hidrológico, oferecendo condições ideais para a propagação de incêndios, pois nesse período tem-se alta temperatura ambiente, baixa umidade relativa do ar, combustível seco e pré-aquecido. Essas condições agravam-se mais ainda pela prática dos colonos e índios de utilizarem formas tradicionais e primitivas no preparo do solo para o plantio ateando fogo.

A Figura 4.8 mostra a distribuição espacial do índice de umidade efetiva da Região Norte do Brasil, mostrando que mesmo sendo uma região conhecida mundialmente como úmida, a mesma tem uma heterogeneidade espacial e temporal na distribuição dessa umidade, que é percebido pelo equacionamento entre os índices de umidade e de aridez, na qual subdivide a região em superúmida a subúmido seco.

A Figura 4.8. Identifica as áreas mais e menos úmidas da Região Norte do Brasil. sendo um dos parâmetros derivados do balanço hídrico de grande importância na caracterização da umidade de uma região. A região divide-se em sete tipologias climáticas

utilizando o maior ou menor grau de umidade. Entretanto a tipologia mais representativa do ponto de vista da umidade efetiva na região, pertencente ao grupo 2º úmido de simbologia **B₂**, que abrange todo o estado de Rondônia, grande parte dos estados do Pará, Amapá e Acre e uma pequena parte dos estados do Tocantins, Roraima e Amazonas.

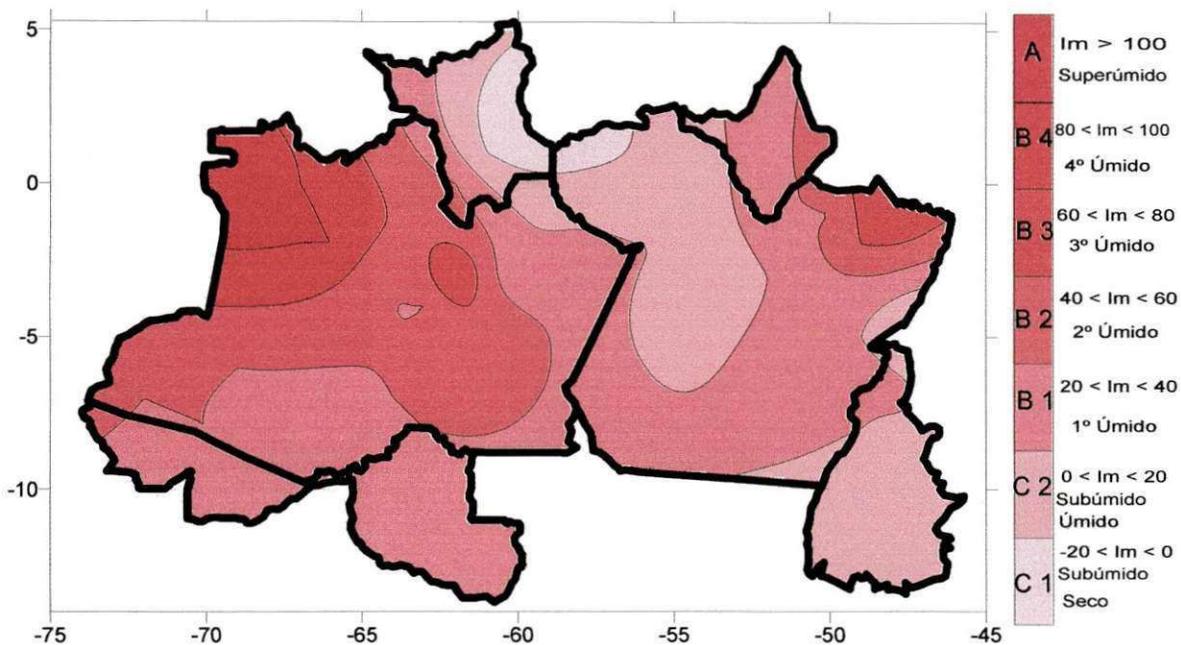


Figura 4.8 Isolinhas de Índice de Umidade Efetiva da Região Norte do Brasil

A tipologia climática pertencente ao subúmido úmido (**C₂**) abrangem grande parte do estado do Tocantins, uma faixa a oeste do estado do Pará e uma pequena faixa do estado de Roraima e Amazonas. A pertencente ao subúmido seco (**C₁**) foi encontrada nas cidades de Boa Vista – RR (2,82° N e 60,65° W) e Araguatins – TO (12,4° S e 46,43° W). A pertencente ao superúmido (**A**) localiza-se no extremo noroeste da região, observando a Figura 4.8, verifica-se que as áreas mais úmidas da região Norte do Brasil localizam-se a oeste a partir do meridiano 65° W e no litoral.

4.7 Caracterização de Parâmetros Climatológicos, Desmatamento e Balanço Hídrico de Porto Velho – RO

4.7.1 Precipitação

O município de Porto Velho (8,77° N e 63,92° W) segundo o IBGE (2000) compreende uma área de 34.082 Km² e uma população de 353,961 mil habitantes localizada a sudoeste da Região Norte do Brasil e ao norte do Estado de Rondônia. Segundo a classificação de Köppen o clima é do tipo **Am**, tropical chuvoso, quente e úmido com regime pluviométrico superior a 1600 mm/ano, distribuído irregularmente e moderado período de estiagem de junho a agosto, que raramente ultrapassa 60 mm/mês.

Na Figura 4.9 encontra-se a variabilidade da precipitação de Porto Velho – RO no período de 1945 a 2003, evidenciando os desvios positivos e negativos.

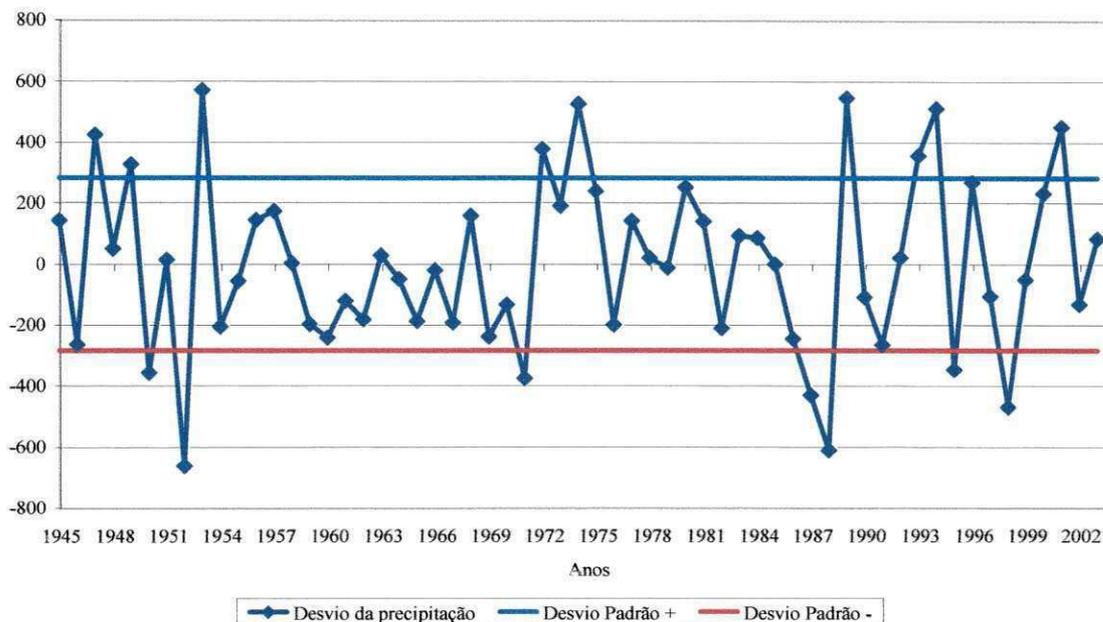


Figura 4.9 Variabilidade da Precipitação anual de Porto Velho - RO no período de 1945 a 2003

Anos com desvios positivos 1947, 1949, 1953, 1972, 1974, 1989, 1993, 1994 e 2001 a precipitação com desvio positivo teve uma variação entre esses anos de 328 mm/ano a 573 mm/ano, sendo que a média do período foi de 2287 mm o que corresponde

em percentuais uma oscilação entre 14,3% a 25%. Os anos de precipitação com desvio negativo foram de 1950, 1952, 1971, 1987, 1988, 1995 e 1998, com uma variação entre esses anos de 346 mm/ano a 661 mm/ano, em percentuais corresponde uma oscilação entre 15,1% a 28,9%.

Conforme a Tabela 4.1 os desvios da precipitação anual de Porto Velho não evidencia uma correlação predominante entre a precipitação anual e a ocorrência de El Niño e La Niña, pois os casos de desvios positivos e negativos ocorreram nas três situações descritas na referida Tabela.

Tabela 4.1 Desvios positivos e negativos de precipitação mais significativo do período de 1945 a 2003 com a ocorrência de El Niño/La Niña do Município de Porto Velho – RO

Anos	Desvio positivo (mm)	Fenômenos El Niño e La Niña (*)	Anos	Desvio negativo (mm)	Fenômenos El Niño e La Niña (*)
1947	426	El Niño - M	1950	356	La Niña - M
1949	328	La Niña - F	1952	661	Normal
1953	573	El Niño - Fr	1971	374	La Niña - Fr
1972	380	El Niño - F	1987	429	El Niño - M
1974	528	La Niña - F	1988	610	La Niña - F
1989	548	La Niña - F	1995	346	La Niña - Fr
1993	357	El Niño - F	1998	468	El Niño - F
1994	514	El Niño - M	-	-	-
2001	453	Normal	-	-	-

Fonte: (*) disponível em < <http://www.Cptec.inpe.br/enos> > acesso em 21/01/04
F = Forte, M = Moderado, Fr = Fraco, DP = Desvio positivo e DN = desvio negativo.

Observa-se que a amplitude da variabilidade dos anos de desvio de precipitação negativa é um pouco maior que os anos de desvio positivo. Na tentativa de correlacionar o desvio com a ação antropogênica da localidade investigou-se primeiro a ocorrência de fenômenos El Niño e La Niña com os anos de flutuações positiva e negativa, de maiores evidências, segundo a magnitude de ocorrência conforme a Tabela 4.1.

A referida Tabela registra os anos e os desvios de precipitação com a ocorrência dos fenômenos El Niño e La Niña e anos considerados normais, observa-se que

os dois fenômenos ocorreram tanto para desvios de precipitação positiva e negativa, levando a deduzir que os mesmos não têm uma influência predominante na flutuabilidade dessa variável no município de Porto Velho.

De acordo com os resultados obtidos por Coelho e Ambrizzi (1998) para os episódios de El Niño de 82/83 e 86/87, há grande variabilidade entre os mesmos quantos aos padrões de circulação e de precipitação sobre a América do Sul no verão do Hemisfério Sul. Desta forma, assim como os trabalhos de, Chagas e Assis (2003), Diniz et al. (1998), Marengo e Oliveira (1998), Fedorova et al. (2002), Campos e Acosta (2003), Minuzzi et al. (2003), percebe-se que ainda não existe uma idéia concreta de como os fenômenos El Niño e La Niña podem afetar a precipitação na América do Sul e em particular a região norte do Brasil. Pois, segundo Grimm e Ferraz (1998), as anomalias podem deslocar-se para norte ou para sul de um evento para outro, podendo com isto alterar o sinal em relação ao evento anterior.

Na Tabela 4.1 os anos de 49/50, 52/53, 71/72, 87/88, 88/89, 93/94 e 94/95, destacam-se também pela ocorrência de desvios interanuais opostos e semelhantes nas três situações (El Niño, La Niña e Normal), com amplitude variando entre 754 mm e 1234 mm. Nos referidos pares de anos ocorreram na ordem cronológica os seguintes agrupamentos: (La Niña/La Niña, DP/DN), (Normal/El Niño, DN/DP), (La Niña/El Niño, DN/DP), (El Niño/La Niña, DN/DN), (La Niñ/La Niñ, DN/DP), e (El Niño/La Niña, DP/DN). Observam-se seis situações distintas que ocorreram no município de Porto Velho, na qual podemos afirmar que não existe nenhum correlacionamento predominante só para aumento ou diminuição no desvio da precipitação anual ocasionado pelo fenômeno oceânico-atmosférico El Niño ou La Niña, pois dentro dessa série histórica de 59 anos, os dezesseis desvios em destaque podem ocorrer em anos de El Niño, La Niña e Normal.

4.7.2 Temperatura Média do Ar

A temperatura do ar é das componentes meteorológicas, a mais vulnerável e de resposta mais imediata a qualquer alteração do sistema biofísico por ser uma variável contínua e de registro permanente. A mesma está sujeita a constante variabilidade no tempo e no espaço, diretamente relacionada com a energia solar e o conseqüente aquecimento do solo.

A heterogeneidade natural do aquecimento e da temperatura do ar de cada ponto da superfície está correlacionada com os movimentos de rotação e translação, com a inclinação da Terra e com os sistemas atmosféricos que atuam em cada localidade. O município de Porto Velho por se encontrar na zona intertropical tem a sua variação anual da temperatura do ar determinada basicamente pelo regime anual da radiação solar global e por outros fatores locais tais como, a altitude, continentalidade e características da cobertura do solo.

A temperatura média do ar do município de Porto Velho do período estudado teve a normal climatológica de 25,5 °C, setembro como mês mais quente com média de 26,2 °C e julho como mês menos quente com média de 24,6 °C. A maior e a menor temperatura média anual do período ocorreram em 1970 de 26,5 °C, 1975 de 24,8 °C e 1976 de 24,8 °C, nesses anos de menores temperaturas médias anuais, computou-se onze eventos abaixo da normal climatológica e só um acima durante cada ano. Sendo os de maiores ocorrência no mês de julho com desvio negativo de 2,7 °C em 1975 e 1,6 °C em 1976.

Na Figura 4.10 verifica-se a variabilidade da temperatura do ar média anual do município de Porto de Velho e destaca os anos com desvio acima e abaixo da normal climatológica acrescido do desvio padrão, no qual se obtiveram nove eventos com desvios positivos e cinco eventos com desvios negativos. Os anos em que as variabilidades de temperatura médias interanual foram acentuadas são os de 68/69 com 0,9 °C, 71/72 com 0,8 °C, 72/73 com 1,4 °C e 73/74 com 1,1 °C. No curto período entre 1973 e 1975, a temperatura média teve uma variação de 1,6 °C, a maior da série temporal analisada. Esta variação pode está associada ao processo natural da própria dinâmica da circulação atmosférica, já que não manteve uma continuidade de ocorrência dentro da série pesquisada, ou associada a efeitos locais provocados pelos fenômenos El Niño e La Niña registrados nos subseqüentes anos em destaque.

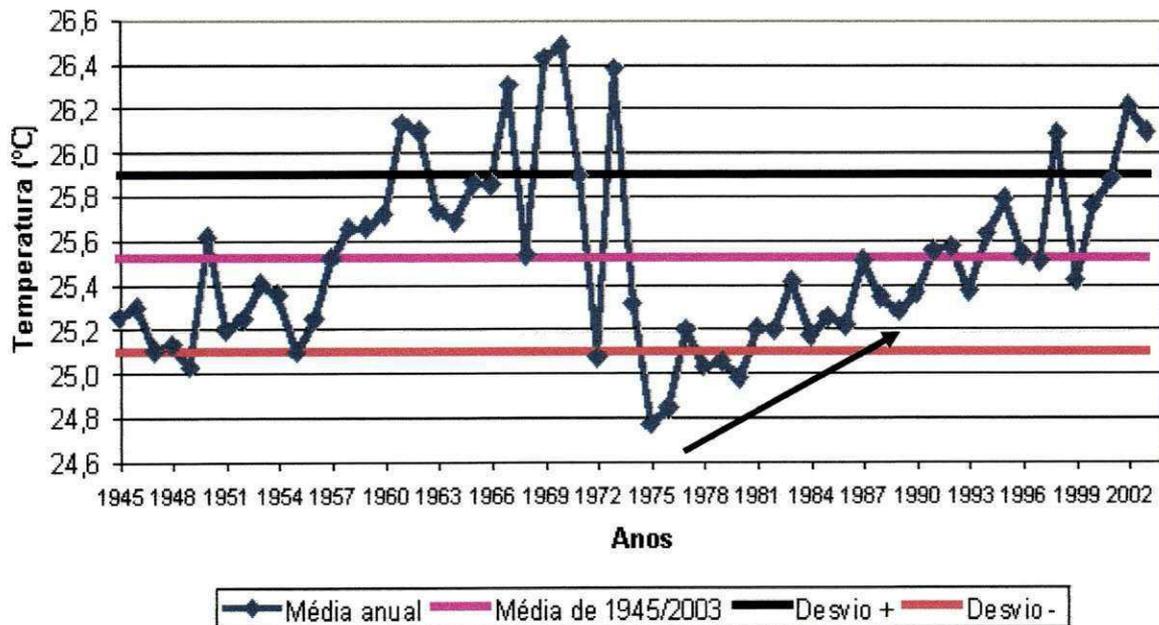


Figura 4.10 Variabilidade da temperatura média anual de Porto Velho - RO no período de 1945 a 2003

Na Figura 4.10 destacam-se os anos de 1961, 1967, 1969, 1970, 1998, 2002 e 2003 com valores de temperaturas do ar médias anuais superiores a 26,0 °C. Fica evidenciado que nestes anos, principalmente nos anos de 1969, 1970 e 1973 houve influência do fenômeno oceânico-atmosférico El Niño, neste aquecimento, de acordo com a Tabela 4.2, considerando a intensidade deste fenômeno. Outro destaque importante nesta Figura são os anos de 1975 e 1976 por terem registrado as menores temperaturas do ar médias anuais, evidenciando desta forma a grande influência do fenômeno oceânico-atmosférico La Niña, também de acordo com a Tabela 4.2.

Verifica-se ainda através da Figura 4.10 que houve aquecimento no período compreendido entre 1977 e 2001, da ordem de 0,7 °C, que pode estar associado ao desmatamento, conforme Tabela 4.3, e de um modo geral as ações antropogênicas à superfície, e conseqüentemente aquelas elevadas às camadas atmosféricas.

Tabela 4.2 Desvios positivos e negativos de temperatura média anual mais significativa do período de 1945 a 2003 com a ocorrência de El Niño/La Niña de Porto Velho - RO

Anos	Desvio positivo (°C)	Fenômenos El Niño e La Niña (*)	Anos	Desvio negativo (°C)	Fenômenos El Niño e La Niña (*)
1961	0,6	Normal	1949	0,5	La Niña – F
1962	0,6	Normal	1975	0,7	La Niña – F
1967	0,8	Normal	1976	0,7	La Niña – F
1969	0,9	El Niño – M	1978	0,5	El Niño – Fr
1970	1,0	El Niño – M	1980	0,5	Normal
1973	0,9	El Niño – F	-	-	-
1998	0,6	El Niño – F	-	-	-
2002	0,7	El Niño – M	-	-	-
2003	0,6	Normal	-	-	-

Fonte: (*) disponível em < <http://www.Cptec.inpe.br/enos> > acesso em 21/01/04
F = Forte, M = Moderado, Fr = Fraco.

Não pode ser afirmado se o processo é cíclico, por não ter uma série temporal mais longa, de no mínimo cem anos de dados referente à temperatura média do ar

da localidade. Por outro lado, busca-se uma explicação baseada na interação superfície-atmosfera e na relação de impactos ocasionados na temperatura média anual do ar pela ação antropogênica realizada por desmatamento que geralmente associa-se a queima da biomassa vegetal como forma de limpeza e preparo da terra para o desenvolvimento de atividades econômicas agropecuárias, na qual o subproduto gerado pela queima é a fumaça em grande quantidade que originam aerossóis que pode está agindo como bloqueador na passagem de parte da luz solar da atmosfera à superfície no período de estiagem (junho a agosto), evidenciada na temperatura média mensal do ar conforme Tabelas 4.4 a e 4.4 b.

Nos trabalhos de Nobre (1992 e 1989) e Fisch et al. (1997) sobre possíveis impactos climáticos do desmatamento, indicam através de simulação climática, que o desmatamento completo da Floresta Amazônica provocaria, na região, um aumento de 0,6 a 2,0 °C na temperatura do ar e uma diminuição de 20 a 30% nas taxas de precipitação e de evapotranspiração e estações secas mais prolongadas.

Outros trabalhos como de Alves et al. (1999), Ferreira da Costa et al. (1998) e Feitosa et al. (1998) compararam elementos climáticos registrados em áreas desmatadas (pastagem) e de floresta ombrófila (região de Ji-Paraná - RO), procurando compreender de que forma o desmatamento afeta esses elementos. Para a temperatura média mensal do ar encontraram 24,6 °C na floresta e 24,1 °C na pastagem durante o período de janeiro de 1992 a outubro de 1993, no período seco 23,9 °C na floresta e 23,0 °C na pastagem e no chuvoso 24,5 °C na floresta e 24,3 °C na pastagem.

A redução do valor médio no período seco em ambos os sítios é alegado pelos autores pela influência de frentes frias na região (denominada localmente de friagem) que no período de estudo constataram-se seis eventos em 1992 e nove em 1993. Durante a ocorrência de friagem, a temperatura máxima diária pode ser 10 °C mais baixa que a máxima temperatura no dia anterior ao evento (Fisch et al. 1997). De acordo com o mesmo

autor, a temperatura pode demorar de 2 a 3 dias para retornar aos valores registrados antes da passagem da frente.

4.7.3 Desmatamento

O acesso ao município de Porto Velho de forma mais intensa ocorreu a partir de 1968, com a consolidada BR – 364 que permitiram nas décadas subseqüentes principalmente as de 70 e 80, uma ocupação desenfreada, levando o Estado de Rondônia a ter um crescimento populacional na ordem de 69.792 habitantes na década de 60, para 111.064 habitantes na década de 70, para 491.069 habitantes na década de 80. No município de Porto Velho o crescimento populacional configurou-se da seguinte forma de 50.996 habitantes na década e 60, para 84.048 habitantes na década de 70 e 134.621 habitantes na década de 80. De acordo com o último senso do século XX o Estado de Rondônia estava com uma população de 1.377.792 e Porto Velho com 334.585 habitantes (IBGE, 2003).

Observam-se nos dados populacionais que tanto o Estado de Rondônia como o município de Porto Velho tiveram um crescimento populacional acelerado principalmente nas ultimas duas décadas do século XX; este crescimento veio seguido de desmatamento e queimada, que até hoje é prática comum entre agricultores e pecuaristas de pequeno e grande porte da região, fazendo com que a atmosfera local receba grande quantidade de partículas e carbonetos, que causa interferência na temperatura média do ar.

Apesar da ação antropogênica no município de Porto Velho ser bastante intensa através do desmatamento para o uso da terra em atividades agropecuárias e pelo próprio processo de urbanização que levou o desmatamento aos índices conforme a Tabela 4.3, não houve evidências que pudessem sustentar impactos tanto na precipitação anual

como na temperatura média anual do ar, pois se observa nas Tabelas 4.1 e 4.2 que os anos de desvios positivos e negativos na sua maioria ocorreram em anos de El Niño e La Niña.

Tabela 4.3 Desmatamento do Município de Porto Velho – RO em Km²

Ano	Até 1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
Área Km ²	3396,95	199,63	85,47	122,68	228,67	222,50	206,65	455,87

Fonte: SEDAM/NUSER (1996/1997) – IBAMA (1998 a 2000) – INPE (2001 a 2003)

No caso da precipitação anual conforme a Tabela 4.1, tem-se dois eventos normais em relação ao fenômeno oceânico-atmosférico, ocorridos nos anos de 1952 com desvio negativo e 2001 com desvios positivo. Para a temperatura média do ar anual, mesmo tendo registrados cinco eventos em anos normais, três foram no período de 1961, 1962 e 1967, anos em que a densidade demográfica no município era de apenas 0,67 habitantes por km², evidenciando que os desvios positivos da temperatura do ar média anual ocorreram pelo próprio processo natural da dinâmica da circulação atmosférica nesse curto período.

Fica claro que o município de Porto Velho mesmo tendo um percentual de 14,2% de área desmatada em relação à área do município (34.082,0 Km²) ainda não se encontrou nenhuma evidência que sustente a interferência da ação antropogênica nos desvios tanto da precipitação anual como da temperatura média do ar anual, pois os mesmos ocorreram associados por fatores de caráter oceânicos-atmosféricos.

4.7.4 Balanço Hídrico de Porto Velho – RO

O balanço hídrico de uma localidade está diretamente relacionado com o comportamento temporal e sazonal do clima, pois na interação superfície-atmosfera, o ganho de água da superfície implica na perda de água da atmosfera pelos processos de entrada e saída de água, através da precipitação pluviométrica e evapotranspiração. O equacionamento do balanço hídrico seja climatológico ou seqüencial, é uma ferramenta que caracteriza mensalmente o armazenamento de água no solo em um determinado período.

Apesar de existir vários trabalhos em balanço hídrico, recentemente tenta-se observar o seu comportamento influenciado por fenômenos El Niño e La Niña e também pelo desmatamento, entre eles, os trabalhos de Chagas e Assis (2003), Galina et al. (2003), Salati (2000) e Zepka (2002).

Segundo Marengo (2001) na Amazônia observam-se algumas mudanças sistemáticas de chuvas dos componentes do balanço hidrológicos desde 1975/1976, mas isto pode associar-se a mudanças decenais com período de 20 – 30 anos de clima, mais que uma tendência sistemática unidirecional de queda ou aumento de longo prazo. As Tabelas 4.4 (a) e 4.4 (b) caracterizam o comportamento do balanço hídrico de Porto Velho, nos períodos 1945 – 1973 e 1974 – 2003.

De acordo com os balanços hídricos nas referidas Tabelas. Constata-se que em outubro ocorreu reposição de água no solo, o qual poderá ser considerado como mês de referência para o cultivo de culturas agrícolas anuais, podendo ser realizado até mais de uma colheita ao longo do ano, levando em consideração também o longo período favorável de umidade do solo, assim como outras condições específicas da região.

Tabela 4.4 (a) Balanço hídrico climatológico de Porto Velho – RO do período de 1945 a 1973, com CAD de 125 mm

Mês	T (°C)	P (mm)	ETP (mm)	P – ETP (mm)	NEG AC	ARM (mm)	ALT (mm)	ETR (mm)	DEF (mm)	EXC (mm)
Jan	25,2	311,1	118,5	192,6	0,0	125,0	0,0	118,5	0,0	192,6
Fev	25,1	311,3	108,9	202,4	0,0	125,0	0,0	108,9	0,0	202,4
Mar	25,3	314,2	121,1	193,1	0,0	125,0	0,0	121,1	0,0	193,1
Abr	25,4	241,8	117,1	124,7	0,0	125,0	0,0	117,1	0,0	124,7
Mai	25,3	134,4	116,7	17,6	0,0	125,0	0,0	116,7	0,0	17,6
Jun	25,2	35,5	109,5	- 73,9	- 73,9	69,2	- 55,8	91,3	18,1	0,0
Jul	25,1	17,7	111,6	- 93,9	- 167,8	32,6	- 36,5	54,2	57,4	0,0
Ago	26,4	30,0	134,7	- 104,7	- 272,5	14,1	- 18,5	48,5	86,2	0,0
Set	26,6	105,2	135,8	- 30,6	- 303,2	11,1	- 3,1	108,2	27,6	0,0
Out	26,2	209,5	135,1	74,4	- 47,5	85,5	74,4	135,1	0,0	0,0
Nov	26,0	240,7	130,0	110,7	0,0	125,0	39,5	130,0	0,0	71,2
Dez	25,6	306,9	129,1	177,8	0,0	125,0	0,0	129,1	0,0	177,8
Totais	307,5	2258,2	1468,0	790,2	-	1087,5	0,0	1278,7	189,2	979,4
Médias	25,6	188,2	122,3	65,8	-	90,6	-	106,6	15,8	81,6

Tabela 4.4 (b) Balanço hídrico climatológico de Porto Velho – RO do período de 1974 a 2003, com CAD de 125 mm

Mês	T (°C)	P (mm)	ETP (mm)	P – ETP (mm)	NEG AC	ARM (mm)	ALT (mm)	ETR (mm)	DEF (mm)	EXC (mm)
Jan	25,5	347,6	124,6	223,0	0,0	125,0	0,0	124,6	0,0	223,0
Fev	25,6	327,0	116,3	210,7	0,0	125,0	0,0	116,3	0,0	210,7
Mar	25,6	298,3	126,8	171,4	0,0	125,0	0,0	126,8	0,0	171,4
Abr	25,7	244,0	121,9	122,1	0,0	125,0	0,0	121,9	0,0	122,1
Mai	25,3	113,8	117,1	- 3,3	3,3	121,8	- 3,2	117,0	0,0	0,0
Jun	24,5	41,9	99,4	- 57,6	- 60,8	76,8	- 44,9	86,8	12,6	0,0
Jul	24,2	31,2	98,2	- 67,0	- 127,9	44,9	- 31,9	63,1	35,1	0,0
Ago	25,2	58,7	115,2	- 56,5	- 184,4	28,6	- 16,3	75,0	40,2	0,0
Set	25,8	110,2	122,4	- 12,2	- 196,6	25,9	- 2,7	112,9	9,5	0,0
Out	26,1	181,5	134,4	47,1	- 67,2	73,0	47,1	134,4	0,0	0,0
Nov	25,9	217,5	129,3	88,2	0,0	125,0	52,0	129,3	0,0	36,2
Dez	25,7	342,5	130,7	211,7	0,0	125,0	0,0	130,7	0,0	211,7
Totais	305,1	2314,1	1436,4	877,7	-	1121,1	0,0	1338,9	97,5	975,2
Médias	25,4	192,8	119,7	73,1	-	93,4	-	111,6	8,1	81,3

Verifica-se pelas Tabelas 4.4 (a e b), o excedente hídrico teve um comportamento semelhante entre os dois períodos analisados, pois a diferença foi de 4,2 mm, sendo que o período do ciclo hidrológico de excesso de água diferência-se pela quantidade de meses, o período de 1945 a 1973 foi de novembro a maio e o período de

1974 a 2003 foi de novembro a abril, na qual se podem considerar os meses de maio e outubro como de transição entre os períodos de excedente e deficiência hídrica do regime hidrológico da cidade de Porto Velho, mesmo que o primeiro período tenha registrado excedente hídrico no mês de maio, pois o valor é considerado insignificante do ponto de vista de umedecimento do solo para a biota vegetal.

A componente do balanço hídrico que teve a maior discrepância entre os dois períodos de análise conforme as Tabelas 4.4 (a e b) foi a deficiência hídrica, registradas no primeiro período o valor de 189,2 mm e no segundo período o valor de 97,5 mm, tendo uma diferença de 91,7 mm. Essa discrepância de 51,5% entre os períodos pode ser melhor explicada pela forçante de saída (evapotranspiração potencial) do segundo período do balanço hídrico, conforme mostra a Tabela 4.4 (b), com registros menores que a do primeiro período nos meses de estiagem, refletindo nos valores da deficiência hídrica mensal entre os períodos.

Os menores registros de evapotranspiração potencial dos meses de junho a setembro do segundo período em relação ao primeiro período, é consequência dos registros das menores temperaturas médias do ar, cuja diferença entre os referidos meses em ambos os períodos oscilam de 0,7 °C a 1,2 °C. Levando-se em consideração que a ocupação de forma acelerada da cidade de Porto Velho deu-se a partir da década de 70 e até as duas últimas décadas do século XX, e que ela trouxe como consequência o desmatamento conforme a Tabela 4.3 e como subproduto a emissão de fumaça para a atmosfera local, principalmente no período de inverno pode-se considerar que neste período está havendo uma interferência da temperatura do ar que reflete na diminuição da evapotranspiração potencial mostrado nas Tabelas 4.4 (a e b).

Através das Tabelas 4.4 a e 4.4 b, verifica-se que existiu retirada de água do solo nos períodos junho a setembro respectivamente, evidenciando desta forma que o mês

de maio já pode ser considerado crítico do ponto de vista agropecuário para Porto Velho – RO, embora a retirada de água do solo nos meses de maio a setembro do período de 1974 a 2003 tenha sido um pouco inferior a 100 mm, aos meses de junho a setembro do período 1945 a 1973, cujo valor foi de 113,9 mm. Considerando os valores médios anuais, verifica-se que houve saldo positivo no período 1974 a 2003 da ordem de 975,2 mm, em quanto este saldo foi de 979,5 mm para o período anterior, evidenciando que o aumento de 55,9 mm na precipitação, contribuiu para um pequeno aumento da evapotranspiração real de 60 mm, no segundo período.

Os outros componentes do balanço hídrico tiveram os seus valores totais, influenciados mais pela forçante de entrada do que a forçante de saída. A mesma teve uma variação muito pequena, considerado insignificante de um período para outro, na qual refletiu nos resultados dos mesmos. Evidenciando dessa forma que os índices de desmatamento mostrado na Tabela 4.3, ainda não estão interferindo no aumento ou na diminuição da precipitação de Porto Velho – RO, pois a normal climatológica dos 59 anos é de 2286,6 mm, e os desvios positivos e negativos em relação aos períodos de 1945 a 1973 e 1974 a 2003, não ultrapassou 28 mm.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

De acordo com os objetivos propostos e os resultados obtidos, chegou-se às seguintes conclusões:

1) As temperaturas do ar, médias anuais, elevadas da região norte do Brasil, oscilaram entre 24,0 °C e 27,6 °C, precipitação com variação espacial de 1271 mm/ano e 3101 mm/ano e evapotranspiração real que varia espacialmente de 950 mm/ano e 1810 mm/ano, faz o clima da região megatérmico com sete tipologias climáticas do superúmido ao subúmido-seco.

2) Verificou-se que a variabilidade espacial dos maiores e menores valores da evapotranspiração real anual da região norte do Brasil, estão em consonância com a variabilidade espacial dos maiores e dos menores valores das temperaturas médias do ar.

3) As deficiências hídricas anuais da região norte do Brasil mostraram que há uma variabilidade espacial e uma sazonalidade que acompanha o regime pluviométrico ditado pelos sistemas atmosféricos, configurando-a em grande parte como pouca ou nenhuma deficiência de água.

4) Em Porto Velho, os desvios positivos e negativos de precipitação tiveram ocorrência em eventos tanto de El Niño e La Niña, e em anos considerados normais,

mostrando que não existe uma predominância para aumento ou diminuição da precipitação, em nenhum dos três casos, pois pode ocorrer nas três situações. Com relação à temperatura média do ar os desvios positivos e negativos, estão em consonância com os fenômenos oceânico-atmosféricos El Niño predominância de desvio positivo e La Niña predominância de desvio negativo.

5) O município de Porto Velho, mesmo passando por um processo acelerado de desmatamento, não foi evidenciado nenhuma influência significativa no regime pluviométrico, sendo que na temperatura do ar, média anual houve aumento no período de 1977 – 2001, embora o inverno no período de 1974 – 2003, tenha contribuído em sentido contrário.

6) Os balanços hídricos de Porto Velho – RO mostraram sazonalidade entre as componentes de excedente e deficiência hídrica no seu ciclo, sendo a componente deficiência hídrica mais representativa quanto a discordância de valores entre os balanços hídricos, ocasionada pela redução da temperatura média do ar no período de inverno, considerado seco ou de pouca precipitação pluviométrica.

Finalmente, sugere-se a realização de trabalhos semelhantes para outros municípios da região que tenham passado pelo processo de ocupação acelerada, analisando a temperatura, umidade relativa do ar e precipitação, durante e depois dos efeitos causados por desmatamento e queimadas.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRACOS – **Anglo Brazilian Climate Observation Study**. Disponível em: <<http://yabae.cptec.inpe.br/abracos/>> Acesso em : 19 junho. 2003.

ALVES, F. S M.; FISCH, GI.; VENDRAME, I. F.; **Modificação do Microclima e Regime Hidrológico Devido ao Desmatamento na Amazônia: Estudo de um caso em Rondônia (RO), Brasil**. Acta amazonia. 29(3): 395 – 409, 1999.

AGUIAR, F. E. O. A.. **As Alterações Climáticas em Manaus no Século XX**. Dissertação de Mestrado. UFRJ – Instituto de Geociências, Departamento de Geografia – PPGG. Rio de Janeiro, 1995.

AGUIAR, F. E. O. A. **Análise Climática da Província Petrolífera do Rio Urucum (AM): Identificação de Possíveis Impactos no Clima de uma Are de Floresta Tropical sob Processo de Intervenção Antrópica e seus Reflexos em meso e macro escalas**. Tese de Doutorado. Departamento de Geografia da FFLCH, da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

AYOADE, J. O.R. **Introdução à Climatologia para os Trópicos**. Rio de Janeiro: 3ª ed. Bertrand Brasil, 1983. 332p.

BASTOS, T. X.; DENIZ, T.O. DE A.S. **Avaliação do Clima do Estado de Rondônia para Desenvolvimento**. Boletim de Pesquisa, Belém. EMBRAPA – CAPTU, 1982.

BEZERRA, R.B. **Balanço Hídrico em Porto Velho – RO, no Período de 1954 a 1993, Através do Método de Thornthwaite e Mather – 1955**. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Rondônia – Departamento de Geografia, 1996. 83p.

BRANCO, S. M. **O Desafio Amazônico**. Editora Moderna, Coleção Polemica, São Paulo, 103p., 1989.

CAMARGO, A. P. DE. **Balanço Hídrico no Estado de São Paulo**. Instituto Agrônomo de Campina, Boletim nº 116, 1978.

CAMPOS, C. R. J. DE.; ACOSTA, J.F. **Comportamento Sazonal da Temperatura Mínima Média e Máxima na região de Pelotas em anos de La Niña.** In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 8, 2003, Santa Maria – RS – Brasil. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, CD-ROM, 2003.

CHAGAS, A. N. DE.; ASSIS, S.V. DE. **A Influência do Fenômeno El Niño no Balanço Hídrico Climatológico de Pelotas, RS.** In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 2003, Santa Maria – RS – Brasil. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, CD-ROM, 2003.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geografia Física no Estudo das Mudanças Climáticas, in Geografia e Meio Ambiente no Brasil.** Ed. Hucitec, São Paulo, 1995.

COELHO. C. A. das S.; AMBRIZZI, T. **Estudos Climatológicos as Influência dos Extremos Negativos da Oscilação Sul Durante dezembro, janeiro e fevereiro de 1982/83 e 1986/87 sobre a Precipitação da América do Sul.** Brasília – DF, X Congresso Brasileiro de Meteorologia. Anais... CD-ROM, 1998.

DALL'OLIO, A.. **A Composição Isotópica das Precipitações do Brasil: Modelos Isotérmicos e a Influência da Evapotranspiração na Bacia Amazônica.** Dissertação de Mestrado, ESAQ. USP. Piracicaba. 1976. 180 p.

DALLAROSA, R. L. G. **Uma Comparação entre Estimativa Empírica e Teórica da Evapotranspiração numa Floresta em Ji-Paraná (RO).** Dissertação de Mestrado apresentada ao Centro Estadual de pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorológico. UFRGS, Porto Alegre, 1997.

DE BRITO, J. I. B. **Modelo Regional de Estimativa do Balanço Hídrico Aplicado À Variabilidade Climática do Nordeste do Brasil – Tese de Doutorado, Campina Grande – PB, UFCG, 2000, 129p.**

DINIZ, G.B.; SANSIGOLO, C.; SALDANHA, R.L.; **Influência do Evento El Niño no Regime de Precipitação da Cidade de Pelotas – RS** In: CONGRSSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10, 1998, Brasília – DF. Anais... Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998. CD ROM.

FEARNSIDE, P. M. **Quem Desmata a Amazônia os Pobres ou os Ricos?** Revista Ciência Hoje vol 19. nº 113. p. 27 – 33. setembro de 1995.

FEDOROVA, N.; GOMES, R. G.; PEDROTTI, C.B.M. **Climatologia das Geadas Ocorridas em Pelotas Associadas aos Fenômenos El Niño e La Niña.** Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12, Foz do Iguaçu, Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, CD – ROM, 2002.

FEITOSA, J. R. P.; FERREIRA DA COSTA, R.; FISCH, G.; SOUZA, S. S.; NOBRE, C. A. **Radiação Solar Global em Áreas de Floresta e Pastagem na Amazônia.** Revista Brasileira de Agrometeorologia, v.6, p. 1 – 7, 1998.

FIGUEROA, A. S. N.; NOBRE, C. A. **Precipitation distribution over central and eastern Tropical South America.** Climanálise, v. 5, n. 6, p. 36 – 45, 1990.

FERREIRA DA COSTA, R.; FEITOSA, J. R. P.; FISCH, G.; SOUZA, S. S. DE.; NOBRE, C. A. **Variabilidade Diária da Precipitação em Região de Floresta e de Pastagem na Amazônia.** ACTA Amazônica; vol. 28. nº 4, p 395 – 408, 1998.

FISCH, G. F.; JANURIO, M.; SENNA, R. C. . **Impacto Ecológico em Tucuruí (PA): Climatologia.** ACTA Amazonica, p 49 – 59, 1990.

FISCH, G.; MARENGO, J.; NOBRE, C. A. **Clima da Amazônia.** Climanálise Espacial. Edição Comemorativa de 10 anos, p 24 – 41, 1996.

FISCH, G.; LEAN, J.; WRIGHI, J. R.; NOBRE, C. A. **Simulação Climática do Efeito do Desmatamento na Região Amazônica: Estudo de um caso em Rondônia.** Revista Brasileira de Meteorologia, 12(1): 33 – 48, 1997.

FRANKEN, W.; LEOPOLDO, P. R.; MATSUI, E.; RIBEIRO, M. N. G. **Interceptações das Precipitações em Floresta Amazônica de Terra Firme.** Suplemento ACTA Amazônica, 12(3): 15 – 22, 1982.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T. **Sudeste do Brasil: uma Região de Transição no Impacto de Eventos Extremos da Oscilação Sul. Parte I: El Niño.** Brasília – DF, X Congresso Brasileiro de Meteorologia. Anais... CD-ROM, 1998.

GALINA, M. H.; SANTOS, M. J. Z. dos. S.; SENTELHAS, P. C. **Mudanças Climáticas de Curto Prazo: Tendência do Balanço Hídrico nos Municípios de Ribeirão Preto, Campinas e Presidente Prudente – SP no período de 1969 – 2001.** In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 8, 2003, Santa Maria – RS – Brasil. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, CD-ROM, 2003.

HARE, F. K. S. **Variacion Climática y Desertificacion.** Ginebra: Organización Meteorológica Mundial, 1985, 35p.

IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatístico. **Anuário Estatístico do Brasil.** Rio de Janeiro. IBGE, 2000.

IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatístico. **Anuário Estatístico do Brasil.** Rio de Janeiro. IBGE, 2001.

IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatístico. **Estatística do Século XX do Brasil.** Rio de Janeiro. IBGE CD-ROM, 2003.

INPE. INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISA ESPACIAL. **Monitoramento da Floresta Amazônica por Satélite 2000 – 2001**. 2002. Disponível em: <http://www.inpe.gov.br> acesso em 10 de outubro de 2003.

JONES, C.; HOREL, J. **A Circulação da Alta da Bolívia a Atividade Convectiva sobre a América do Sul**. Revista Brasileira de Meteorologia; vol. 5(1), 379 – 387, 1990.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M.T. **climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon Region**. ACTA Amazonica, 11(4): 743 – 753. 1981.

KOUSKY, V. E.; MOLION, L. C. B. **Uma Contribuição a Climatologia da Dinâmica da Troposfera sobre a Amazônia**. ACTA Amazônica, 15 (3 – 4): 311 – 320, 1985.

LEOPOLDO, P. R.; FRANKEM, W.; MATSUI, E.; SALATI, E. **Estimativa da Evapotranspiração da Floresta Amazônica de Terra Firme**. ACTA Amazonica 12 (3): 23 – 28. 1982.

LOMBARDO, M. A. **Mudanças Climáticas Recentes e ações Antrópicas**. Revista do Departamento de Geografia, v. 8, p 29 – 34, USP, São Paulo, 1994.

MARENGO, J. A.; HASTENRATH, S. **'Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin'**, J. Climate, 6, 617-617, 1993.

MARENGO, J. A. **Interrannual Variability of deep convection in the tropical South American sector as deduced from ISCCPC 2 data** International Journal of climatology, 15(9), 995 – 1010, 1995.

MARENGO, J.A.; OLIVEIRA, G.S. **Impactos do Fenômeno La Niña no Tempo e Clima do Brasil: Desenvolvimento e Intensificação do La Niña 1998/1999**. Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10, Brasília, Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia, CD-ROM, 1998.

MARENGO, J.A. **Mudanças Climáticas Globais e Regionais: Avaliação atual do Brasil e Projeções de Cenários Climáticos do Futuro**. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 16, n.1, 01 – 18, 2001.

MARQUES FILHO, A. DE O.; RIBEIRO, M. DE N. G.; SALATI, E. **Evapotranspiração de Floresta da Região Amazônica**. ACTA Amazonica 13 (3 -4): 519 – 529. 1983.

MARQUES FILHO, A. DE O., GÓES RIBEIRO, M.N., FATTORI, A.P., FISCH, G., JANUÁRIO, M. **Evaporação Potencial de Florestas**. Acta Amazônica, 16/17(único): 277 - 292, 1986;

MARQUES, J. **Contribuição ao Estudo Hidrológico da Bacia Amazônica**. Dissertação de Mestrado, ESALQ/USP. 1976. 116p.

MARQUES, J. ; SANTOS, J. M. DOS; VILLA NOVA, N. A & SALATI, E. . **Precipitable water and water vapor flux between Belém and Manaus.** ACTA Amazonica, 7 (3): 355 – 362., 1977.

MARQUES, J. **A Transferência Horizontal de Vapor D'água na Troposfera e a Hidrologia da Bacia Amazônia.** Tese de Doutorado. Escola. Superior de. Agricultura Luís de Quieiroz/USP. 1978. 112p.

MARQUES, J.; SALATI, ENEAS & DOS SANTOS, JESUS MARDEN. **Cálculo da Evaporação Real na Bacia Amazônica através do Método Aerológico.** ACT Amazonica 10 (2) : 357 – 361. 1980.

MINUZZI, R. B.; SEDIYAMA, G. C.; COSTA, J. M. N. DA.; RIBEIRO, A. **Anomalias de Precipitação Durante o Período Chuvoso no Estado de Minas Gerais em Eventos El Niño e La Niña.** In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 8, 2003, Santa Maria – RS – Brasil. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, CD-ROM, 2003.

MOLION, L.C.B., **A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazon basin with considerations of deforestation effect.** INPE 923 – IPT – 035. 1975.

MOLION, L. C. B. & KOUSKY, V. E.,. **Climatologia da Dinâmica da Troposfera sobre a Amazônia.** (INPE – 560 – RPE/480), São José dos Campos. 1985.

MOLION, L.C.B., **Climatologia Dinâmica da Região Amazônica: Mecanismo de Precipitação.** Revista Brasileira de Meteorologia. 2 (1): 107 – 117. 1987.

MOLION, L. C. B. C. **Amazonia rainfall na its variability.** In: *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics*, Ed., p.p 99 – 111, Cambridge University Press, Cambridge, 1993.

MOTA, F. S. DA. **Meteorologia Agrícola.** São Paulo. Nobel, São Paulo, SP: Biblioteca Rural. Livraria Nobel S/A 1979. 376p.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil.** Rio de Janeiro. IBGE. Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1979.

NIMER, E.; BRANDÃO, A. M. P. M. **Balanço Hídrico da Região dos Cerrados.** Rio de Janeiro, infor. IBGE, 1989. 166p.

NIMER, E. **Clima in Geografia do Brasil – Região Norte, Vol 3,** Rio de Janeiro. IBGE. Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, p 46 – 54, 1991.

NOBRE, C. A. **The Amazon and climate,** in *Proceedings of climate Conference Latin America and the Caribbean*, World Meteorology Organization, Geneva. 1983.

NOBRE, C. A. **Ainda sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul: Importância do Oceano Atlântico.** *Climanálise*, v. 3, n. 4, p. 30 – 35, 1988.

NOBRE, C. A.; SHUKLA, J. SELLERS, P.J. **Impactos Climáticos do Desmatamento da Amazônia.** *Climaanálise. Boletim de Monitoramento e Análise climática*, 4(9) 44 – 55. 1989.

NOBRE, C. A. **Alterações Climáticas Globais e suas Implicações para o Brasil.** *Revista Brasileira de Energia. Espacial* 36p, 1992.

NOBRE, C. A.; GASH, J. **Desmatamento muda clima da Amazônia.** *Ciência Hoje*, v22, p.32 – 41, 1997

OLIVEIRA, A. S. **Interação entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia.** Dissertação de mestrado, São José dos Campos, INPE, 1986. (INPE – 4008 – TDL/239).

OMETTO, J. C. **Bioclimatologia Vegetal.** São Paulo. Ed. Agronômica Ceres, 1981. 436p

PEREIRA, F.B.; RODRIGUES, J. de. **Possibilidade Agroclimáticas do Município de Altamira.** *Boletim*, Belém, Escola de Agronomia do Amazônia, 1971.32p

PESSOA, N. DA S. **Balanço Hídrico.** Campinas. Coordenadorias de Assistência Técnica Integral, 1992. 18p

QUADRO, M. F. L.; BATISTA, N. N. M.; CALBETE, N. O. **Climatologia de Precipitação e temperatura no Brasil.** *Climanálise Especial*, vol. Único: 90 – 100, 1996.

RAO, V. B.; HADA, K. **Characteristics of Rainfall over Brazil: Annual Variations and connections With the Southern Oscillations.** *Theor. Appl. Climatol.* 42, 81 – 91, 1990.

REICHARDT, K. **A água em Sistemas Agrícolas.** São Paulo. Editora Manoel, 1987. 188p.

RIBEIRO, M. N. G. **Aspectos Climatológicos de Manaus.** *CTA Amazonica* 6(2): 229 – 233. 1976.

RIBEIRO, M. DE N. G.; VILA NOVA, N. A. **Estudos Climatológicos da Reserva Florestal Ducke, Manaus, AM. III. Evapotranspiração.** *ACTA Amazônica* 9(2): 305 – 309, 1979.

RIBEIRO, M. DE N. G.; SALATI, E.; VILA NOVA, N. A.; DEMÉTRIO, C. G. B. **Radiação Solar Disponível em Manaus (AM) e sua Relação com a Duração do Brilho Solar.** *Acta amazônica* 12 (2); 339 – 346. 1982.

SALATI, E.; MARQUES, J.; MOLION, L. C. B. **Origem e Distribuição das Chuvas na Amazônia.** *Interciência*, 3: 200 – 206, 1978.

- SALATI, E. **O Clima Atual Depende da Floresta** In: Amazônia: desenvolvimento, integração e ecologia. Cap. I Brasiliense/CNPq. S. Paulo, 1983. 57p.
- SALATI, E.; NOBRE, C. A. **Possible climate of Tropical Deforestation, in Tropical Floresta and Climate** (p. 177 – 196). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1991.
- SALATI, E. **Desmatamento e Alteração do Balanço Hídrico da Bacia Amazônica**. Atlas Nacional do Brasil 3ª edição Rio de Janeiro, 2000. 172p.
- SILVA DIAS, L. P. **As Anomalias Globais Observadas em fevereiro e a Previsão de Médio e Longo Prazo**. Climanálise, v. 3, n. 2, p. 32 – 33, 1988.
- SOUZA, E. B. DE.; KAYANO, M. T.; TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, G.; NOBRE, C. A. **On The Influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole Pattern on The Amazonian Rainfall During 1960 – 1998**. ACTA Amazonia 30(2): 305 – 318. 2000.
- THORNTHWAITE, C.W. & MATHER, J.B. **The water balance**. Publications in climatology Drexel Institute Thechnology. Ceterton, New Jerse, Volume VIII, nº 1, 1955. 204p.
- TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L. **Meteorologia Descritiva: Fundamentos e Aplicações Brasileiras**. São Paulo. Nobel. 436p., 1988
- VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: INMET, Gráfica e Editora PAX, 515p., 2001.
- VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicada**. Ed. Universidade Federal de Viçosa. Imprensa. Universitária, 449p., Viçosa, 1991.
- VILLA NOVA, N.A.; SALATI, E.; MATSUI, E. **Estimativa da Evapotranspiração na Bacia Amazônica**. ACTA Amazônica. 6(2): 215 – 228, 1976.
- VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo. McGraw-Hill do Brasil, 1975.
- ZEPKA, G.S. **Análise do Balanço Hídrico para a Cidade de Pelotas, RS**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, 2002, Foz do Iguaçu. Anais... Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002. CD – ROM.

7.0 ANEXO 01

Tabelas 7.1 Coordenadas Geográficas das 48 estações da Região Norte do Brasil

Nº	Municípios	Latitude	Longitude	Nº	Municípios	Latitude	Longitude
1	Barcelos - AM	-0,8	-62,9	25	Belém - PA	-1,45	-48,47
2	Boa Vista - RR	2,82	-60,65	26	Capitão Poço - PA	-1,72	-47,4
3	Iauareté - AM	0,62	-69,2	27	Belterra - PA	-2,63	-54,95
4	S. G. da Cachoeira	-0,13	-67,08	28	Tome-Açú - PA	-2,25	-49,5
5	Fonte Boa - AM	-2,53	-66,17	29	Altamira	-3,2	-52,2
6	Parintins - AM	-2,63	-56,73	30	Tucuruí - PA	-3,72	-49,72
7	Tefé - AM	-3,37	-64,7	31	Itaituba - PA	-4,27	-55,98
8	Codajás - AM	-3,83	-62,08	32	Marabá - PA	-5,35	-49,15
9	Manaus - AM	-3,13	-60,02	33	Araguatins - TO	-5,53	-47,5
10	Itacoatiara - AM	-3,13	-58,43	34	C. do Araguaia - PA	-8,25	-49,28
11	B. Constant - AM	-4,38	-70,03	35	Pedro Afonso - TO	-8,97	-48,18
12	Coari - AM	-4,08	-63,13	36	Peixe - TO	-12,05	-48,53
13	Manicoré - AM	-5,82	-61,3	37	Taguatinga - TO	-12,4	-46,43
14	Gujará - AM	-7,63	-72,67	38	Porto Nacional - TO	-10,72	-48,42
15	Tarauá - AC	-8,17	-70,77	39	Porto Velho - RO	-8,77	-63,92
16	Rio Branco - AC	-9,97	-67,8	40	Caracari - RR	1,4	-61,2
17	Tirios - PA	-2,48	-55,98	41	Soure - PA	-0,5	-48,5
18	Macapá - AP	0,03	-51,05	42	Cameta - PA	-2,2	-49,5
19	Curuçá - PA	-0,72	-48,55	43	Eurinepé - AM	-6,7	-69,7
20	Tracuatea - PA	-1,08	-46,93	44	Araguaina - TO	-7,3	-48,3
21	Óbidos - PA	-1,92	-55,52	45	S. F. do Xingu - PA	-6,38	-51,59
22	Monte Alegre - PA	-2	-54,08	46	Cruzeiro do Sul AC	-7,8	-72,6
23	Porto de Moz - PA	-1,73	-52,23	47	Palmas - TO	-10,1	-48,3
24	Breves - PA	-1,67	-50,48	48	Lábrea - AM	-7,2	-64,8