UNIVERSIDADE FEDERAL DE RONDÔNIA
CAMPUS DE JI-PARANÁ
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AMBIENTAL

JOSIANE DE BRITO GOMES

CONVERSÃO DE FLORESTAS TROPICAIS EM SISTEMAS PECUÁRIOS NA AMAZÔNIA: quais são as implicações no microclima da região?

Ji-Paraná

2011

JOSIANE DE BRITO GOMES

CONVERSÃO DE FLORESTAS TROPICAIS EM SISTEMAS PECUÁRIOS NA AMAZÔNIA: quais são as implicações no microclima da região?

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Engenharia Ambiental, Fundação Universidade Federal de Rondônia, *Campus* de Ji-Paraná, como parte dos requisitos para obtenção do título de Bacharel em Engenharia Ambiental.

Orientadora: Renata Gonçalves Aguiar

Ji-Paraná

2011

UNIVERSIDADE FEDERAL DE RONDÔNIA
***CAMPUS* DE JI-PARANÁ**
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AMBIENTAL

TÍTULO: CONVERSÃO DE FLORESTAS TROPICAIS EM SISTEMAS PECUÁRIOS NA AMAZÔNIA: quais são as implicações no microclima da região?

AUTOR: JOSIANE DE BRITO GOMES

O presente Trabalho de Conclusão de Curso foi defendido como parte dos requisitos para obtenção do título de Bacharel em Engenharia Ambiental e aprovado pelo Departamento de Engenharia Ambiental, Fundação Universidade Federal de Rondônia, *Campus* de Ji-Paraná, no dia 14 de novembro de 2011.

_____
Profa. Ms. Renata Gonçalves Aguiar
Universidade Federal de Rondônia

_____
Profa.Ms. Nara Luísa Reis de Andrade
Universidade Federal de Rondônia

_____
Profa.Ms. Roziane Sobreira dos Santos
Universidade Federal de Rondônia

Ji-Paraná, 14 de novembro de 2011.

DEDICATÓRIA

ÀDeus e à minha família,

DEDICO.

AGRADECIMENTOS

- Ao meu maravilhoso Deus que escolheu para mim este caminho e me manteve sob sua infinita graça até aqui, provando-me mais uma vez que “tudo posso Naquele que me fortalece”.
- Ao meu querido esposo Eclair Gonçalves dos Santos pelo seu amor e compreensão e por seu digníssimo exemplo de dedicação, garra e responsabilidade.
- À minha amada filha Milena Gonçalves de Brito que além de me proporcionar alegria e amor sem medida, me proporciona um contínuo crescimento pessoal e forças para continuar.
- À minha mãezinha Ivanilda de Brito Silva Gomes, por seu amor e seu exemplo de força, humildade e fé, e ao meu pai Jonas Moura Gomes (*in memorian*) por seus valiosos ensinamentos e incentivos que permanecem fixos em minha mente e me motivam a ir além.
- À minha irmã Girlene de Brito Gomes por seu amor incondicional e por ter se doado inteiramente à realização do meu sonho, e à meu cunhado Josimar Oliveira de Souza pelo carinho e amizade sincera.
- À minhas amadas irmãs Gislaine de Brito Aleixo e Gilcineide de Brito Aleixo pelo afeto, auxílio e companhia constante.
- À minha querida orientadora Renata Gonçalves Aguiar que ao longo desses cinco anos trabalhou incansavelmente, corroborando não somente ao meu crescimento acadêmico, mas também ao meu desenvolvimento pessoal, por meio do seu exemplo de bondade, responsabilidade, ética e dedicação.
- Aos meus preciosos amigos Alberto DreschWebler e Marcos Leandro Alves Nuñes por tudo que já fizeram por mim e por se tornarem verdadeiros irmãos, os quais desejo levar por toda vida.

- À minha querida sogra Enedina Gonçalves dos Santos por seu carinho e por me incentivar desde o início, ao meu sogro Daniel Tomé dos Santos por seu afeto e à Maria das Dores Tomé dos Santos pelo carinho e auxílio.
- Aos meus amados sobrinhos Ana Júlia Gomes de Oliveira, Miguel Felipe de Brito e Jonas Willy de Brito Souza por trazerem alegria e luz à minha vida.
- Aos amigos Sônia Oliveira de Souza e Oséias dos Santos Adolfo pela inabalável amizade, pelos inesquecíveis momentos de descontração e por estarem sempre ao meu lado, inclusive nos momentos de dificuldades.
- Às minhas amigas especiais Elení de Souza, Franciely P. Viana, Emanuele S. Rolim e Amanda S. Gusmão pelo carinho, afeto e ombro amigo.
- Aos amigos da iniciação científica Diego Jatobá dos Santos, Frederico Trindade Teófilo e Bruno Soares de Castro pelo carinho e excelente convivência.
- Aos colegas da Engenharia Ambiental por tornarem esses cinco anos de graduação agradáveis e inesquecíveis, em especial à Angélica Salame, Slany M. Castro, Alyne F. Helbel, Sandra F. Francener e Rafael H. S. Dias.
- Aos meus mestres do Departamento de Engenharia Ambiental por todo o conhecimento transmitido, em especial à Dra. Gersina N. R.Carmo Júnior, Dr. Marcelo M. Barroso, Dr. Luís F. M. Lima, Dra. Margarida Marchetto, Ms. Nara Luísa R.de Andrade e à Ms. Ana L. D. Rosa.
- Ao Dr. Leonardo José Gonçalves Aguiar por transmitir seu conhecimento e estar sempre disposto a ajudar.
- À Profa. Ms. Roziane Sobreira dos Santos por suas valiosas contribuições.
- À Universidade Federal de Rondônia – UNIR pela oportunidade de estudo.
- Ao Programa LBA pela oportunidade de iniciação científica e à Fundação Amazônica de Defesa da Biosfera pelo suporte financeiro.

Finalmente, agradeço a todos que estiveram presentes nesta etapa da minha vida e direta ou indiretamente contribuíram à realização desta conquista.

Muitíssimo obrigada!

“Nunca deixe que lhe digam que não vale a pena
Acreditar no sonho que se tem
Ou que seus planos nunca vão dar certo
Ou que você nunca vai ser alguém
Tem gente que machuca os outros
Tem gente que não sabe amar
Mas eu sei que um dia a gente aprende
Se você quiser alguém em quem confiar
Confie em si mesmo
Quem acredita sempre alcança”.

Renato Russo (1960 – 1996), cantor e compositor brasileiro.

RESUMO

A Amazônia tem sido alvo direto da ação humana indiscriminada, que sempre resulta no avanço do desmatamento, comprometendo o equilíbrio natural desse ecossistema. O desmatamento tropical constitui-se um dos mais relevantes componentes da mudança global da atualidade, e os seus elevados e crescentes índices têm suscitado especulações de ordem mundial acerca do cenário futuro do ecossistema amazônico, no que diz respeito à sua estabilidade ambiental, ecológica e climática. Buscando elucidar as possíveis implicações que as mudanças no uso do solo amazônico podem acarretar no clima regional, foi analisado o comportamento da precipitação, da umidade específica do ar, da temperatura do ar, do saldo de radiação e dos fluxos de energia (calor latente e sensível) em dois diferentes ecossistemas localizados no sudoeste da Amazônia, sendo um uma área de floresta tropical (REBIO Jaru) e o outro uma área de pastagem (FNS), nos anos de 1999 a 2010. As medidas foram realizadas por instrumentos instalados em torres micrometeorológicas do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera (Programa LBA). Os dados de fluxos de energia foram obtidos utilizando o método de covariância de vórtices turbulentos. Os resultados evidenciaram uma sazonalidade bem definida e um padrão similar nos elementos micrometeorológicos e nos fluxos de energia dos dois ecossistemas. No entanto, as análises também apontaram uma diminuição de 20% na precipitação, de 9,4% na umidade específica do ar e um aumento de 23% no défice de umidade do ar devido às alterações no uso do solo. O saldo de radiação (Rn) também foi diretamente influenciado, sendo o Rn da REBIO Jaru 10,35% (período úmido) e 17,24% (período seco) superior ao da FNS. O fluxo de calor latente (λE) apresentou um decréscimo de 49,39% (período úmido) e 34,65% (período seco) e o fluxo de calor sensível (H), por sua vez, foi 11,51% (período úmido) e 15,73% (período seco) maior na região de pastagem. Tais alterações nos aspectos microclimáticos corroboram os resultados propagados de que a atmosfera tende a ser mais seca e mais quente em decorrência de mudanças na cobertura vegetal.

Palavras-chave: Desmatamento, mudanças no microclima, elementos meteorológicos, fluxos de energia.

ABSTRACT

CONVERSION OF TROPICAL FORESTS IN LIVESTOCK SYSTEMS IN THE AMAZON: what are the implications for the microclimate of the region?

Amazonia has been the direct target of indiscriminate human action, which always results in increased deforestation, affecting the natural balance of this ecosystem. Tropical deforestation is one of the most-relevant components of global change today, and its high and rising rates have sparked a world-wide speculation about the future scenario of the Amazon ecosystem, with regard to its environmental stability, ecological and climatic. Trying to elucidate the possible implications of changes in land use can result in the Amazon region's climate, we analyzed the behavior of precipitation, the specific humidity of air, air temperature, net radiation and energy fluxes (latent heat and sensitive) in two different ecosystems located in southwestern Amazonia, with an area of rainforest (REBIO Jaru) and the other an area of pasture (FNS) in the years 1999 to 2010. The measurements were performed by instruments installed in the micrometeorological towers Large-Scale Biosphere-Atmosphere Program (LBA). The power flow data were obtained using the method of eddy covariance data. The results showed a well-defined seasonality and a similar pattern in the micrometeorological elements and energy flows of the two ecosystems. However, the analysis also showed a 20% decrease in precipitation of 9.4% in specific humidity of the air and a 23% increase in the deficit of moisture in the air due to changes in land use. The net radiation (Rn) was also directly influenced, and the Rn REBIO Jaru of 10.35% (wet season) and 17.24% (dry season) compared to FNS. The latent heat flux (λE) decreased by 49.39% (wet season) and 34.65% (dry season) and sensible heat flux (H), in turn, was 11.51% (wet season) and 15.73% (dry season) higher in the pasture. Such changes in microclimatic aspects corroborate the results propagated that the atmosphere tends to be drier and warmer as a result of changes in vegetation cover.

Keywords: Deforestation, changes in microclimate, meteorological elements, energy flows.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da Reserva Biológica do Jaru. 25

Figura 2 – Localização das posições antiga e atual da torre micrometeorológica na Reserva Biológica do Jaru. 26

Figura 3 – Localização da Fazenda Nossa Senhora..... 27

Figura 4 – Instrumentos de medida da precipitação (Pluviômetro) (a), da temperatura do ar e umidade relativa do ar (termohigrômetro) (b) e do saldo de radiação (saldo radiômetro) (c)..... 28

Figura 5 – Anemômetro sônico tridimensional (a) e analisador de gás por infravermelho de caminho aberto (b) instalados a 63,4m de altura na REBIO Jaru e a 4m na FNS. **Fonte:** Aguiar (2005)..... 30

Figura 6 – Distribuição anual das chuvas durante o período de 1999 a 2010 na REBIO Jaru (a) e na FNS(b)..... 32

Figura 7 – Média mensal da precipitação da REBIO Jaru e da FNS nos anos de 1999 a 2010. 33

Figura 8 – Variabilidade média horária da precipitação da REBIO Jaru e da FNS nos anos de 1999 a 2010. 35

Figura 9 – Média mensal da umidade específica do ar e IC de 95% na REBIO Jaru e na FNS nos anos de 1999 a 2010. 37

Figura 10 – Média mensal do défice de umidade específica do ar e IC de 95% na REBIO Jaru e na FNS, nos anos de 1999 a 2010. 38

Figura 11 – Variabilidade do défice de umidade específica do ar nos anos de 1999 a 2010 na REBIO Jaru (a) e na FNS(b). 39

Figura 12 – Variabilidade horária da umidade específica do ar e IC de 95% nos anos de 1999 a 2010 na REBIO Jaru(a) e na FNS(b). 40

Figura 13 – Padrão horário da pressão atmosférica e da umidade específica do ar na FNS nos anos de 1999 a 2010. 40

Figura 14 – Variabilidade mensal da temperatura do ar e IC de 95% nos anos de 1999 a 2010 na REBIO Jaru (a) e na FNS(b). 43

Figura 15 – Variabilidade horária da temperatura do ar e IC de 95% nos anos de 1999 a 2010 na REBIO Jaru (a) e na FNS(b). 44

Figura 16 – Ciclo diário do saldo de radiação na REBIO Jaru e na FNS, nos anos de 1999 a 2010. 45

Figura 17 – Variabilidade sazonal do saldo de radiação médio diário, na REBIO Jaru e na FNS, nos anos de 1999 a 2010. Período úmido: dias 1 a 91; Período úmido-seco: dias 91 a 182; Período seco: dias 182 a 273 e; Período seco-úmido: dias 273 a 365. 46

Figura 18 – Padrão diário do fluxo de calor latente (a) e fluxo de calor sensível (b) na REBIO Jaru e na FNS durante o período úmido, nos anos de 1999 a 2010..... 50

Figura 19 – Padrão diário do fluxo de calor latente (a) e fluxo de calor sensível (b) na REBIO Jaru e na FNS durante o período úmido-seco, nos anos de 1999 a 2010. 50

Figura 20 – Padrão diário do fluxo de calor latente (a) e fluxo de calor sensível (b) na REBIO Jaru e na FNS durante o período seco, nos anos de 1999 a 2010. 51

Figura 21 – Padrão diário do fluxo de calor latente (a) e fluxo de calor sensível (b) na REBIO Jaru e na FNS durante o período seco-úmido, nos anos de 1999 a 2010. 52

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Lista dos elementos meteorológicos, unidades de medidas, instrumentos e respectivas alturas dos sensores instalados nas torres da REBIO Jaru e da FNS. 29

Tabela 2 – Limites mínimos e máximos utilizados para filtrar os dados. 30

Tabela 3 – Aproveitamento dos dados de precipitação de 1999 a 2010 na REBIO Jaru e na FNS. 31

Tabela 4 – Valores máximos, médios com IC de 95% e mínimos de umidade específica do ar ($g.kg^{-1}$) durante as estações úmida e seca na REBIO Jaru e FNS nos anos de 1999 a 2010. 36

Tabela 5 – Valores médios da precipitação (P) em mm, umidade específica do ar (q) em $g.kg^{-1}$ e défice de umidade específica do ar (Di) em $g.kg^{-1}$, nos sítios experimentais, durante os períodos úmido e seco. P-F é a diferença absoluta entre os dois sítios e (P-F)/F (%) representa os efeitos das mudanças no uso do solo. 41

Tabela 6 – Valores máximos, médios com IC de 95%e mínimos de temperatura do ar (ºC) durante as estações úmida e seca na REBIO Jaru e FNS, nos anos de 1999 a 2010. ... 42

Tabela 7 – Valores médios de Rn, λE e H em Wm^{-2} nos sítios experimentais, durante os períodos úmido e seco. P-F é a diferença absoluta entre os dois sítios e (P-F)/F (%) representa os efeitos das mudanças no uso do solo. 53

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

ABREVIATURAS

CO_2	Dióxido de Carbono
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
FNS	Fazenda Nossa Senhora
IC	Intervalo de Confiança
ICMBio	Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade
IDARON	Agência de Defesa Sanitária Agrossilvopastoril de Rondônia
GEE	Gases de Efeito Estufa
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LBA	Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia
NCN	Núcleo de Condensação de Nuvens
REBIO	Reserva Biológica

SÍMBOLOS

Alfabeto Romano

Di	Défice de umidade específica
e	Pressão atual do vapor d'água

es Pressão de saturação do vapor d'água

G Fluxo de calor no solo

H Fluxo de calor sensível

Lin Radiação de onda longa incidente

Lout Radiação de onda longa refletida

P Precipitação

Pa Pressão atmosférica

q Umidade específica do ar

Rn Saldo de Radiação

S Energia armazenada na biomassa e no dossel

Sin Radiação de onda curta incidente

Sout Radiação de onda curta refletida

T Temperatura do ar

u Velocidade horizontal do vento a leste

UR Umidade relativa do ar

v Velocidade horizontal do vento a norte

w Velocidade vertical do vento

Alfabeto Grego

λE Fluxo de calor latente

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO **16**

1 REFERENCIAL TEÓRICO **18**
1.1 ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS **18**
1.2 MUDANÇAS NO USO DO SOLO AMAZÔNICO **19**
1.3 ELEMENTOS MICROMETEOROLÓGICOS **21**

2 MATERIAL E MÉTODOS **25**
2.1 DESCRIÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO **25**
2.1.1 Reserva Biológica do Jaru **25**
2.1.2 Fazenda Nossa Senhora **27**
2.2 DESCRIÇÃO DOS INSTRUMENTOS E MEDIDAS **28**
2.2.1 Elementos Micrometeorológicos **28**
2.2.2 Fluxos de Energia **29**
2.3 ANÁLISE DOS DADOS **30**

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO **32**
3.1 CONDIÇÕES MICROMETEOROLÓGICAS **32**
3.1.1 Precipitação **32**
3.1.2 Umidade Específica do Ar **36**
3.1.3 Temperatura do Ar **41**
3.1.4 Saldo de Radiação **45**
3.2 FLUXOS DE ENERGIA **49**

CONSIDERAÇÕES FINAIS **54**

REFERÊNCIAS **55**

INTRODUÇÃO

O desmatamento tropical é um dos mais importantes componentes da mudança global da atualidade, e os seus elevados e crescentes índices têm suscitado especulações de ordem mundial acerca do cenário futuro do ecossistema amazônico, no que diz respeito à sua estabilidade ambiental, ecológica e climática. A floresta Amazônica tem sido foco de profusa preocupação, tanto pelos severos impactos de mudanças climáticas previstas sobre a mesma, quanto pela determinante influência que esse ecossistema pode exercer na intensificação ou na mitigação de futuras alterações no clima (FEARNSIDE, 2008a).

As mudanças no uso do solo na Amazônia foram caracterizadas inicialmente pelo seu processo de ocupação desordenado e estão intimamente ligadas às atividades econômicas predominantes na região, que arrastam as fronteiras agrícolas por sobre as florestas tropicais. A pecuária é a atividade que impulsiona a economia regional, sendo o estado de Rondônia o oitavo maior produtor de carne bovina do país, exportando cerca de 70% de sua produção num total de 480 toneladas anuais (IDARON, 2008 apud GRECELLÉ, 2008). Assim, tal atividade resulta em um expressivo desenvolvimento econômico e, por conseguinte, na crescente expansão de pastagens tropicaisem detrimento do ecossistema amazônico.

A Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) e o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) divulgaram recentemente os resultados do Projeto TerraClass, sobre o uso das áreas desmatadas na Amazônia. Ao analisarem o uso até o ano de 2008 verificaram que 60% da área desmatada na Amazônia foi convertida para a pecuária (EMBRAPA; INPE, 2011).

Diversas pesquisas e estudos empíricos e numéricos são desenvolvidos a fim de elucidar o papel desse bioma no panorama atual e futuro das mudanças climáticas; nesse contexto está inserido o Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (Programa LBA) que possui como uma das premissas básicas compreender de que forma as mudanças dos usos da terra afetam o funcionamento biológico, químico e físico da Amazônia,

incluindo sua sustentabilidade e sua influência no clima global.

Segundo Nobre, Sampaio e Salazar (2007), a conversão maciça da floresta tropical em ecossistema de pastagem é capaz de acarretar implicações diretas no clima, como alterações na temperatura, nas variações sazonais da irradiância solar, na umidade do ar, na precipitação assim como na transferência de dióxido de carbono (CO_2) da biosfera para a atmosfera, contribuindo para o aquecimento global.

Alguns estudos foram realizados com o intuito de observar o comportamento do clima com as alterações do uso do solo (COHEN,et al., 2007; CORREIA et al., 2007; MALHI, 2010; PHILLIPS et al., 2009) e esses mostraram que mudanças na cobertura superficial podem impactar significativamente no clima regional e global, ocasionando uma redução de 15% a 30% na evapotranspiração euma redução na precipitaçãode 5% a 20%, além de influenciar de forma considerável no ciclo do carbono.

Contudo, diante da adstrita precisão de alguns modelos climáticos da atualidade e da enorme complexidade da região amazônica, é imprescindível que a ciência continue estudando os processos básicos do funcionamento desse ecossistema, buscando elucidar os reais impactos das atividades antrópicas, em especial, do desmatamento tropical, no equilíbrio ambiental e climático da região, de forma a facilitar a construção de modelos climáticos com maior grau de confiabilidade.

Mediante o exposto, o presente estudo teve o precípuo intento de investigar as possíveis implicações que a conversão da floresta tropical para ecossistema de pastagem pode acarretar no microclima, analisando elementos micrometeorológicos como precipitação, umidade específica do ar, temperatura do ar, saldo de radiação e fluxos de energia como calor latente e sensível, durante os anos de 1999 a 2010, em dois diferentes ecossistemas no sudoeste da Amazônia, sendo um uma área de floresta tropical e outro uma área de pastagem.

1 REFERENCIALTEÓRICO

1.1 ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS

Há uma intrínseca relação entre o uso do solo e as alterações no microclima e consequentemente no cenário das mudanças climáticas globais. As mudanças climáticas antropogênicas estão associadas às atividades humanas que resultam no aumento da emissão de gases de efeito estufa (GEE), como as queimadas, o desmatamento, a formação de ilhas urbanas de calor, etc (NOBRE; SAMPAIO; SALAZAR, 2007).

Fearnside (2008b) pondera que o desmatamento constitui-se uma das formas mais prevalecentes e contribuintes às alterações climáticas na Amazônia e vem crescendo em um ritmo acelerado. As causas históricas e presentes do desmatamento são diversas e frequentemente inter-relacionadas. Compreendem desde incentivos fiscais, políticas de colonização no passado, até o recente cenário macroeconômico, envolvendo o avanço da exploração madeireira, da pecuária e do agronegócio (SOARES FILHO et al., 2005).

Os efeitos de tal prática incluem além das emissões de GEE, perda da biodiversidade, degradação da terra e possíveis impactos no clima regional. Como as florestas também estocam grandes quantidades de carbono, como na madeira e na matéria orgânica no solo, elas podem contribuir de forma significativa ao aumento da concentração de CO_2 na atmosfera, caso as altas taxas de desflorestamento persistirem (FUJISAKA et al., 1998 apud AGUIAR et al.,2006).

Existe um consenso crescente de que o clima global vai continuar a esquentar no próximoséculo (COCHRANE; BARBER, 2009). Outras mudanças climáticas advindas do desmatamento incluem a diminuição de chuvas devido à diminuição da reciclagem de água, sobretudo na época seca. As queimadas também afetam a formação de nuvens e afetam a química da atmosfera de diversas maneiras além do efeito estufa (FEARNSIDE, 2007).

Segundo Salati (2001), as mudanças no clima podem estar divididas em três diferentes categorias: a)variações climáticas devido às variações climáticas globais, decorrentes de causas naturais; b) mudanças climáticas de origem antrópicas, decorrentes de alterações do uso da terra dentro da própria região amazônica e; c) variações climáticas decorrentes das mudanças climáticas globais provocadas por ações antrópicas.

Nobre, Sampaio e Salazar (2007) elucidam que a primeira compreende as mudanças que estão relacionadas com variação da intensidade solar, variações da inclinação do eixo de rotação da Terra, variações da excentricidade da órbita terrestre, variações das atividades

vulcânicas e variações da composição química da atmosfera, entre outras. Os efeitos do *El Niño*, que é um fenômeno natural, podem estar incluídos dentro dessa categoria.

A segunda categoria abrange aquelas alterações ligadas diretamente ao desmatamento de sistemas florestais para transformação em sistemas agrícolas e/ou pastagem, o que implica em transferência de carbono (na forma de dióxido de carbono) da biosfera para a atmosfera, contribuindo para o aquecimento global, o qual por sua vez acaba atuando sobre a região amazônica.

E finalmente, a terceira categoria aborda as alterações decorrentes das mudanças climáticas globais oriundas das ações antrópicas. O autor supracitado ainda assegura que os modelos climáticos indicam que poderá ocorrer aquecimento até superior a 6ºC em algumas regiões do globo até o final do século XXI, caso as tendências de crescimento das emissões se mantiverem neste ritmo. É provável que a temperatura média global durante o século XXI aumente entre 2,0ºC a 4,5ºC, com uma melhor estimativa de cerca de 3,0ºC, e é muito improvável que seja inferior a 1,5ºC (NOBRE; SAMPAIO; SALAZAR, 2007).

Não obstante, a mudança climática envolve um dinamismo mais complexo do que a simples elevação da média térmica, mesmo porque o clima não se define só pela temperatura. Contudo, a reação em cadeia que se estabelece a partir do aquecimento deve ser avaliada em profundidade, considerando não somente a ação antrópica, representada pela liberação intensa de gases de efeito estufa, derrubada das florestas tropicais, superexploração da natureza desconsiderando os princípios da sustentabilidade, e outras práticas predatórias, mas, também, os processos naturais de macroescala, incluindo os da esfera geológica e astronômica (CONTI, 2005).

1.2 MUDANÇAS NO USO DO SOLO AMAZÔNICO

A mudança na paisagem dos ecossistemas amazônicos, em razão do processo de antropização em grande escala teve início na década de 60 com a abertura de eixos de penetração, como as rodovias BR 001, 364, 230 e 163. Esses eixos constituem até hoje, vetores de colonização e de avanço das fronteiras, onde os ecossistemas naturais são transformados em sistemas de produção agropecuários (LORENA, 2001).

Correia (2006) pondera que a forma mais presente e detectável de mudanças do uso da terra na Amazônia tem sido a conversão de florestas de dosséis fechados em campos de pastagens e de cultivos, comprometendo a fertilidade do solo em decorrência dos longos períodos de monocultura.

A pecuária, seguida da agricultura de soja, são as atividades humanas responsáveis pela maior parte do desmatamento tropical, pois além de ocupar vastas áreas, possuem um retorno econômico suficientemente grande para, com poderosa influência política, movimentar a economia, levando o investimento público para a infraestrutura de transporte (BARONA et al., 2010; EWERS; LAURANCE; SOUZA JR, 2009).

As fazendas de médio e grande porte são responsáveis por cerca de 70% das atividades de desmatamento. O comércio da carne bovina é apenas uma das fontes de renda que faz com que o desmatamento seja lucrativo. A degradação da floresta resulta do corte seletivo, dos incêndios (facilitados pelo corte seletivo) e dos efeitos da fragmentação e da formação de borda (FEARNSIDE, 2005).

As queimadas têm sido amplamente utilizadas no processo de conversão do uso do solo, atuando tanto no processo de destruição das florestas, acompanhando o desmatamento, quanto no manejo de pastos (COCHRANE; BARBER, 2009).O fogo tem sido um agente modificador do ambiente desde os estádios de formação da terra por ser considerado um método barato para preparar a terra para o plantio de culturas e para a limpeza de pastagens (JACQUES, 2003). De acordo com Fearnside (2007), tal técnica, denominada “queimada recorrente” representa uma grande fonte de emissão de GEE, uma vez que esses gases traço liberados na queimada das pastagens não entram no processo de fotossíntese, e, portanto,se acumulam na atmosfera.

Jacques (2003) destaca que a queima: a) resulta em maiores teores e saturação de alumínio, e maior acidez potencial do solo, bem como menores teores de magnésio na camada superficial do solo; b) reduz a produção de forragem verde, serrapilheira (matéria orgânica sobre a superfície do solo) e a quantidade volumétrica de água no solo, mantendo uma superfície considerável de solo descoberto e; c) diminui a ciclagem de nutrientes e a qualidade da forragem.

As florestas, por sua vez, com dimensões continentais, têm um importante papel no sistema climático regional, exercendo uma função essencial nas trocas de massa e energia com a atmosfera (PFAFF; WALKER, 2010). Essas florestas contêm as maiores coleções de diversidade biológica da Terra, incluindo uma rica variedade de plantas, animais e formas de vida microbiana, que são vitais para o funcionamento da biosfera. Elas podem também fornecerbens e serviços dos ecossistemas para a humanidade, sendo muitos com considerável valor econômico e social (FOLEY et al., 2007).

Uma das consequências da conversão maciça de florestas em pastagens seria a diminuição da pluviosidade na Amazônia e nas regiões vizinhas, uma vez que metade da

pluviosidade na Amazônia é derivada da água que é reciclada pela floresta por meio da evapotranspiração, que por sua vez provém do vapor de água nas nuvens que se originam sobre o oceano Atlântico (FOLEY et al., 2007).

Correia et al. (2007) analisaram o balanço de umidade na Amazônia em uma área florestada e em uma pastagem e encontraram uma diminuição média de 20% na evapotranspiração da pastagem na estação chuvosa e de até 40% na estação seca, em relação à da floresta. Isso ocorre devido à evapotranspiração em uma área de floresta ser pouco afetada nos meses mais secos, uma vez que as árvores da Floresta Amazônica são bem adaptadas à diminuição das chuvas, possuindo raízes bem profundas, capazes de atingir o lençol freático nas camadas inferiores do solo.

Outros estudos realizados com o intuito de observar o comportamento do clima com as alterações do uso do solo (BETTS et al., 2004; CHASE et al., 2000; COHEN et al., 2007; MALHI, 2010) mostraram que mudanças na cobertura superficial podem ter um impacto significativo no clima regional e global, podendo ocasionar alterações na temperatura e umidade do ar, na precipitação, no saldo de radiação, assim como na transferência de carbono (na forma de dióxido de carbono) da biosfera para a atmosfera.

De acordo com Li, Fu e Dickson (2006), esse tipo de alteração no uso do solo ainda pode diminuir o índice de precipitação de 10% a 15% nas estações úmida e de transição e tornar a época seca mais severa e mais longa de um a três meses.

Fearnside (2007) ressalta que a contribuição da perda de floresta a essas mudanças climáticas, junto com outras mudanças globais tais como a perda de biodiversidade, fundamenta a adoção de uma estratégia nova para sustentar a população da região e sugere que ao invés de destruir a floresta para poder produzir algum tipo de mercadoria, como é o padrão atual, é possível usar a manutenção da floresta como gerador de fluxos monetários baseado nos serviços ambientais da floresta.

1.3 ELEMENTOS MICROMETEOROLÓGICOS

Elementos meteorológicos como temperatura do ar, precipitação, umidade relativa do ar e saldo de radiação são determinantes aos processos fisiológicos da atmosfera-biosfera, sendo fundamental o seu estudo para análises climáticas, assim como para verificar os impactos de atividades humanas no balanço de água e calor, que controlam a evolução da camada limite atmosférica e podem gerar circulações locais capazes de formar sistemas atmosféricos de mesoescala (SILVA DIAS et al., 2002). Além disso, são os elementos

meteorológicos de superfície que determinam as condições de sensação e conforto térmico-higrométrico (SANTOSESILVA, 2010).

A temperatura pode ser conceituada como a condição que determina o fluxo de calor que passa de um corpo para outro, sempre se deslocando daquele com maior temperatura para o outro com menor temperatura, e essa é função do balanço de radiação que chega e que sai de um corpo, além da sua transformação em calor latente e sensível (AYOADE, 2006).

Gomes, Aguiar e Aguiar (2008) ao analisarem o microclima de uma região do sudoeste da Amazônia descreveram a sazonalidade da temperatura média de uma pastagem em Rondônia; os meses mais quentes e mais frios são, respectivamente, agosto (27°C) e maio (23°C). O mês mais quente coincide com a época seca e o mês mais frio corresponde à influência de penetrações de massas de ar frio trazidas por sistemas frontais, denominadas “friagens”. Tal fenômeno ocasiona uma brusca alteração nas condições meteorológicas, acarretando um decréscimo da temperatura e umidade do ar e modificando as características ambientais (GOMES et al., 2009).

Devido ao seu papel no ciclo hidrológico, a precipitação é uma das variáveis mais importantes na caracterização do clima de uma região (TOTA et al., 2000).A característica intrínseca da região amazônica é a ocorrência de longos e intensos períodos de chuva, e as estações do ano são distinguidas pelas épocas chuvosas e secas, sendo que o período de ocorrência e a intensidade de cada estação se relacionam com a localização geográfica (SOUZA et al., 2009).

Segundo Correia et al. (2007), o regime de precipitação na Amazônia é modulado por sistemas dinâmicos de microescala, mesoescala e escala sinótica. Dentre os sistemas de escala sinótica atuantes nessa modulação, destacam-se as zonas de convergência associadas às circulações térmicas diretas (circulações de Hadley e Walker) e os aglomerados convectivos que constituem a Zona de Convergência do Atlântico Sul. Os sistemas de mesoescala (e escala sub-sinótica) de maior influência são os conglomerados de nuvens *Cumulonimbus* associados às linhas de instabilidades originadas pela circulação de brisa marítima na costa do Atlântico. A convecção local, devido ao aquecimento diurno da superfície, também contribui com a formação de nuvens de verão e uma parcela significativa das chuvas anuais. Esses sistemas convectivos conduzem a uma intensa variabilidade espacial e temporal no ciclo hidrológico na Amazônia.

Webler, Aguiar e Aguiar (2007) ao analisarem a precipitação em regiões de floresta e pastagem em Rondônia observaram que a precipitação total média no ano de 1999 a 2006 foi de 2192,7mm e de 1754,3mm, respectivamente. Os meses com maior índice de precipitação

foram de janeiro a maio e de setembro a dezembro, tendo um período de poucas chuvas nos meses de junho a agosto em ambos os sítios. Gomes, Aguiar e Aguiar (2008), ao estudarem as mesmas regiões observaram que o total de chuvas na região de floresta foi 19% superior ao da pastagem.

Uma parcela importante das chuvas da Amazônia é alimentada pela evapotranspiração dos seus ecossistemas, pois a evapotranspiração média anual corresponde a 55% - 60% da precipitação. Porém, isso não significa que toda a evapotranspiração gerada na Amazônia é convertida em precipitação na própria região (CORREIA et al., 2007).

O vapor d'água atmosférico é originado a partir da superfície terrestre pela evaporação e transpiração. Assim sendo, ele está concentrado, sobretudo, nas camadas mais baixas da atmosfera, sendo que aproximadamente 50% do vapor d'água total da atmosfera está presente nessa faixa (AYOADE, 2006).

Andrade et al. (2009) analisaram a umidade relativa do ar em área de floresta tropical e notaram que os maiores valores foram observados durante a estação úmida, evidenciando que os padrões de variação da umidade relativa do ar estão diretamente relacionados aos padrões de precipitação; na estação seca houve um decréscimo de 14,1% na umidade relativa do ar. No ciclo diário da umidade relativa, foi observado que maiores valores ocorrem no período noturno, e sua diminuição se inicia ao amanhecer, ocorrendo logo após os primeiros instantes com presença de radiação solar (próximo às 7h), atingindo valores mínimos entre 13h e 16h, horário a partir do qual a umidade relativa volta a subir à medida que a radiação solar decresce.

A radiação solar é a principal fonte de energia para os processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem no sistema Terra-Atmosfera (SILVA et al., 2010). O saldo de radiação consiste na quantidade de radiação que é disponível paraos processos físicos e biológicos que ocorrem na superfície terrestre. Essa energia pode ser entendida como a diferença entre os fluxos totais da radiação incidente e a emitida e refletida por uma superfície. Souza Filho (2006) elucida que a convenção é de que os fluxos em direção à superfície terrestre são positivos e os da superfície para a atmosfera são negativos. O saldo de radiação ou radiação líquida na superfície terrestre, como um dos componentes do balanço de energia, se constitui um elemento fundamental para os estudos micrometeorológicos e pode ser expresso em função dos seus componentes conforme a Equação 1.

$$Rn = (Sin - Sout) + (Lin - Lout) \quad (1)$$

de modo que, Sin representa a radiação de onda curta (solar) incidente, Sout, a radiação de onda curta refletida, Lin, a radiação de onda longa (terrestre) incidente e Lout, a radiação de onda longa refletida. Assim, o saldo de radiação pode ser entendido como a quantidade de energia disponível aos processos físicos e biológicos ocorridos no sistema superfície-atmosfera terrestre (LIBERATO; CARDOSO, 2010).

A partição da radiação líquida ocorre da seguinte maneira:

$$Rn = H + \lambda E + G + S + P \quad (2)$$

onde H é o calor sensível, λE é o calor latente, G é o calor no solo, S é a energia armazenada na biomassa e no dossel e P é a parcela utilizada na fotossíntese.

A partição do saldo de radiação (Rn) em calor latente influi diretamente na determinaçãodo ciclo hidrológico, no desenvolvimento da camada limite, no tempo e no clima, influenciando diretamente na precipitação (ANDRADE et al., 2009). Mudanças na partição de energia entre calor latente e calor sensível podem afetar os fluxos da superfície e como resultado modificar o clima (FOLEY et al., 2003).

Desta forma, é de suma importância conhecer os processos relacionados ao balanço de energia, relevantes para a formulação de políticas ambientais e climáticas e quantificar as taxas de fluxos de energia, em diferentes regiões da Amazônia, facilitando a construção de modelos válidos para prognosticar mudanças que podem ocorrer na Terra (ANDRADE et al., 2009).

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 DESCRIÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO

O presente estudo foi realizado em dois sítios experimentais no estado de Rondônia, uma área de floresta tropical úmida e uma área de pastagem onde estão instaladas e em funcionamento desde 1999 duas torres meteorológicas com altura aproximada de 61,5m e 10m, respectivamente, pertencentes à rede de torres do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (Programa LBA).

2.1.1 Reserva Biológica do Jaru

A Reserva Biológica do Jaru (REBIO Jaru) está situada a Leste do Estado de Rondônia, a aproximadamente 80 km do município de Ji-Paraná (10°11’11,4’’S; 61°52’29,9” W) (FIGURA 1). Trata-se de uma unidade de conservação de proteção integral sob a tutela do órgão ambiental do governo brasileiro, Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio).

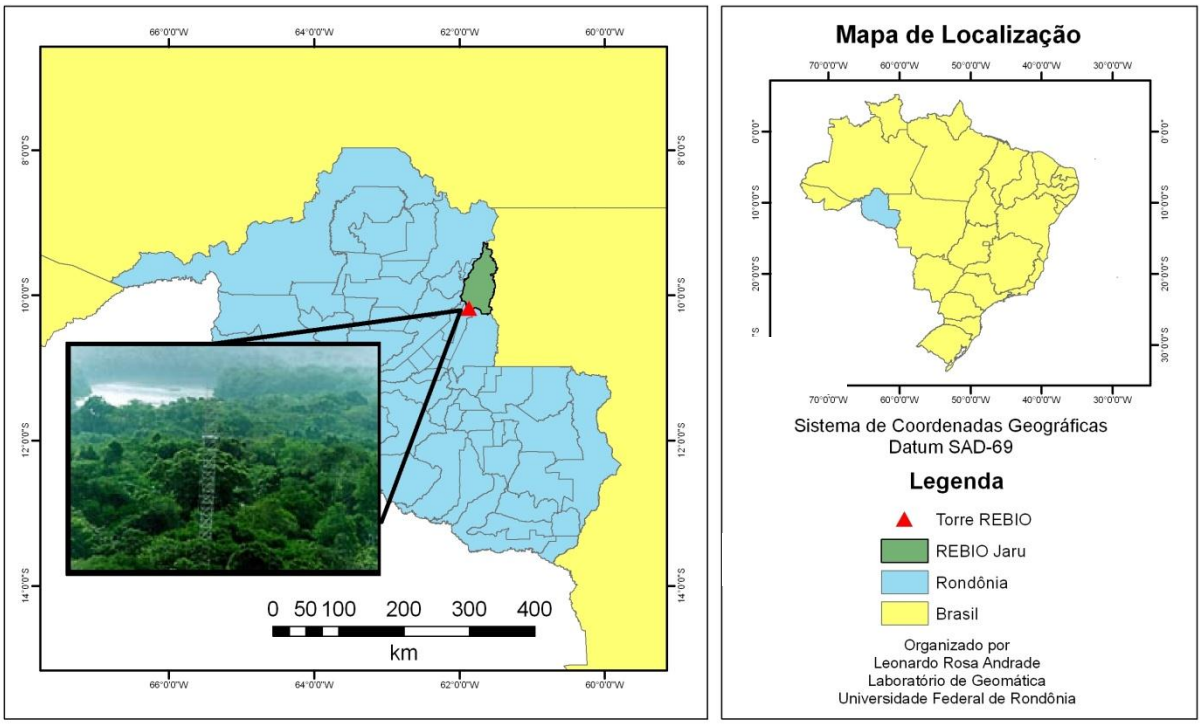

Figura 1 – Localização da Reserva Biológica do Jaru.

A área vem sendo monitorada desde o ano de 1999, e apesar de se tratar de uma unidade de proteção integral, em novembro de 2002 devido à ação de invasores, houve a incidência de queimadas nas proximidades da torre, e assim, a mesma foi desativada. A reativação da estação meteorológica e do sistema de medidas de fluxos turbulentos só foi realizada em janeiro de 2004, porém,a aproximadamente 13 km ao sul da posição antiga(10,08^{o} S; 61,93^{o} W).

As posições antiga (A) e atual da torre (C) podem ser observadas na Figura 2. Na posição antiga a torre se localizava a 600 metros da margem do rio Machado e perto de uma área desmatada. Atualmente, a torre se encontra a 1.240 m da margem do rio e em uma região mais preservada (AGUIAR, 2005).

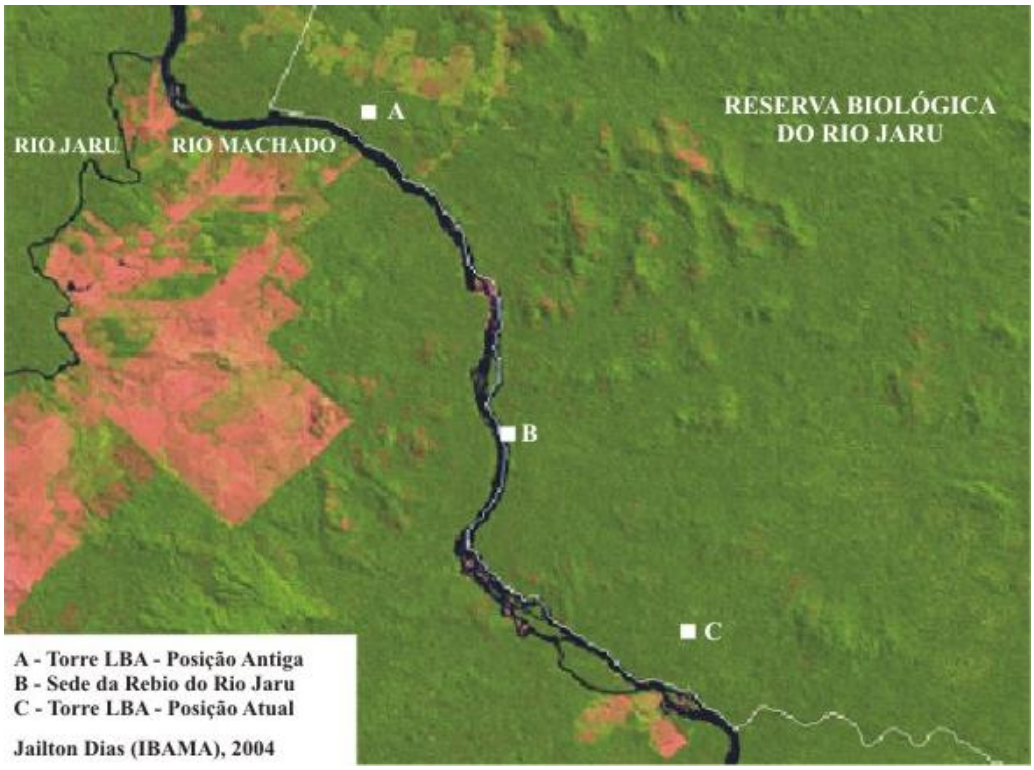

Figura 2 - Localização das posições antiga e atual da torre micrometeorológica na Reserva Biológica do Jaru.

Com uma área de 352.000ha, a REBIO Jaru é classificada como *Floresta Ombrófila Aberta* (CULF et al., 1996). Possui uma vegetação com características de terra-firme, com altura média do dossel de aproximadamente 35m, sendo que algumas árvores emergentes podem atingir até 45m. A altitude da área da reserva varia entre 120m e 150m, e o solo é caracterizado como Podzólico vermelho-amarelo (HODNETT et al., 1996). Com estações seca e chuvosa bem definidas, essa área tem um índice de precipitação médio anual superior a 2000mm (WEBLER; AGUIAR; AGUIAR, 2007), sendo a estação chuvosa compreendida

entre os meses de novembro a março e a estação seca de julho a setembro. A temperatura média anual registrada é de 25ºC e a umidade relativa média é de aproximadamente 82%.

2.1.2 Fazenda Nossa Senhora

A Fazenda Nossa Senhora (FNS) está situada no município de Ouro Preto d'Oeste – RO (10º45'44"S, 62º21'27" W), a 50 km noroeste de Ji-Paraná (FIGURA3) e dista aproximadamente 180 km da REBIO Jaru.

Foi desmatada no ano de 1977, com raio de aproximadamente 50km e encontra-se na maior área plana com pastagem da região, com aproximadamente 4 km² de área, tendo uma altitude de 220m acima do nível do mar (CULFet al., 1996).

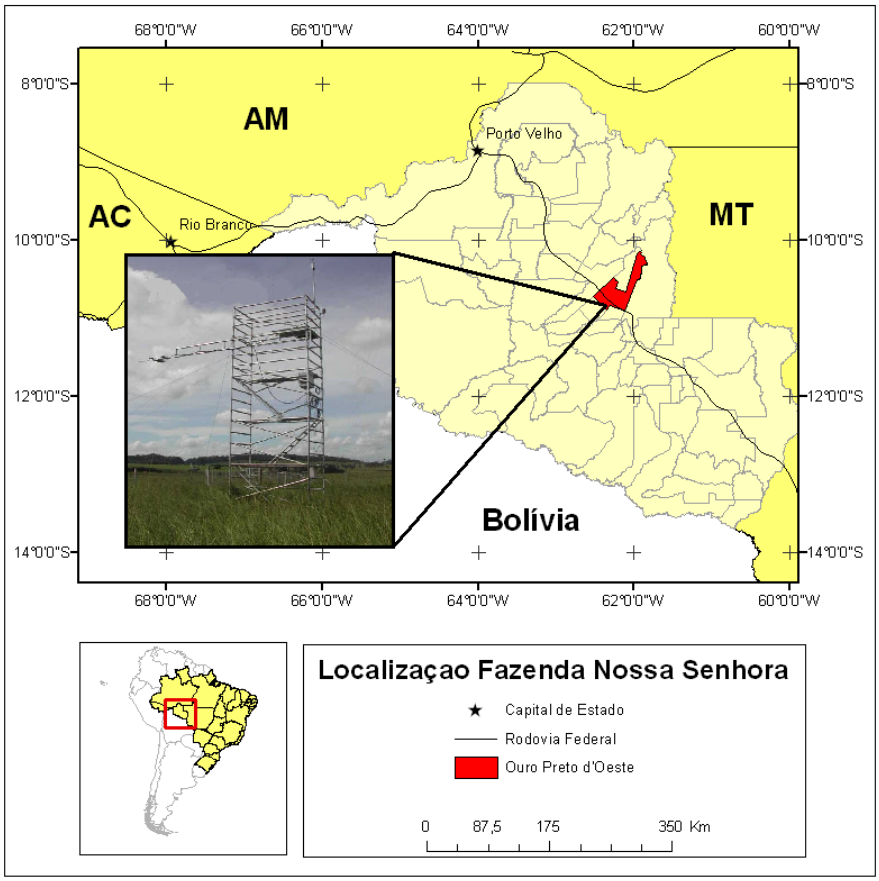

Figura 3 – Localização da Fazenda Nossa Senhora.

A cobertura vegetal predominante é a gramínea *Brachiaria brizantha*, além de pequenas palmeiras dispersas. O solo é classificado como Podzólico vermelho-amarelo (HODNETT et al., 1996). O *fetch* no sítio experimental é de aproximadamente 1-2 km em todas as direções (VON RANDOW et al., 2004).

A temperatura média anual varia entre 23 e 24°C, com eventos de friagem entre maio e julho. A precipitação média anual é de 1754,3mm (WEBLER; AGUIAR; AGUIAR, 2007).A umidade relativa é em média de 80% para a estação chuvosa e 70% para a estação seca.

2.2 DESCRIÇÃO DOS INSTRUMENTOS E MEDIDAS

2.2.1 Elementos Micrometeorológicos

Foram realizadas medições contínuas de elementos meteorológicos, durante os anos de 1999 a 2010. Os sensores que medem a precipitação (P) (FIGURA 4a), umidade relativa do ar (UR) e temperatura do ar (T) (FIGURA 4b) e saldo de radiação (Rn) (FIGURA 4c) foram instalados em torres micrometeorológicas e conectados a um sistema de aquisição de dados (Datalogger CR10X, na REBIO Jaru e Datalogger CR23X na FNS, ambos da Campbell Scientific Instrument, Utah, USA) programado para fazer uma leitura das medidas a cada 30 segundos e depois armazenar uma média a cada 30 minutos. Os instrumentos correspondentes a cada variável medida e suas respectivas alturas de instalação estão detalhados na Tabela 1.

Figura 4 – Instrumentos de medida da precipitação (Pluviômetro) (a), da temperatura do ar e umidade relativa do ar (termohigrômetro) (b) e do saldo de radiação (saldo radiômetro) (c).

A umidade específica foi calculada a partir da Equação 3, e o défice de umidade específica do ar pela Equação 4, sendo que os dados de pressão atmosférica (Pa) foram obtidos por meio do sensor Vaisala (PTB100).

$$q = \frac{0{,}622e}{Pa - 0{,}378es} \tag{3}$$

$$Di = q - es \tag{4}$$

no qual e_sé a pressão de saturação do vapor d'água (mba), *e* é a pressão atual do vapor d'água (mba) e *q* a umidade específica do ar (g.kg^{-1}).

Tabela 1 – Lista dos elementos meteorológicos, unidades de medidas, instrumentos e respectivas alturas dos sensores instalados nas torres da REBIO Jaru e da FNS.

Elemento meteorológico	Unidade de medida	Instrumento	Altura do sensor FNS	REBIO
Temperatura e Umidade Relativa do ar	°C %	TermohigrômetroVaisala (HMP45D)	8 m	61 m
Precipitação	mm	Pluviômetro EM ARG-100	0,90 m	61m
Saldo de Radiação	W. m^{-2}	Conjunto Saldo radiômetro Kipp&Zonen	6,5m	58m

2.2.2 Fluxos de Energia

As medidas de fluxos de calor latente (λE) e calor sensível (H) foram obtidas por um sistema de medição de alta frequência dos fluxos de superfície composto por um anemômetro sônico tridimensional (Solent 1012R2, Gill Instruments, Lymington,UK) (FIGURA 5a) que mede as três componentes da velocidade do vento - velocidade horizontal do vento a leste (*u*), velocidade horizontal do vento a norte (*v*), a velocidade vertical do vento (*w*) e a temperatura do ar; e um analisador de gás por infravermelho de caminho aberto (IRGA, Li-7500 na REBIO Jaru e Li-6262 na FNS, ambos da LICOR Inc., Lincoln USA) (FIGURA 5b) que mede as concentrações de vapor de água. Esses sensores estavam conectados a um microcomputador tipo "*palmtop*" que fazia as leituras dos sensores com uma frequência de 10,4Hz e armazenava os dados brutos em arquivos a cada 30 minutos.

Os dados brutos contendo as flutuações em alta frequência dos componentes da velocidade do vento medidas pelo anemômetro sônico, e da concentração de vapor d'água medidos pelo IRGA foram processadas em um computador com o auxílio do *software* Alteddy (ELBERS, 1998) desenvolvida pela Alterra Green World Research a fim de se obter os fluxos turbulentos de energia (fluxo deλE e H) através do sistema de correlação de vórtices turbulentos (*Eddy Correlation*).

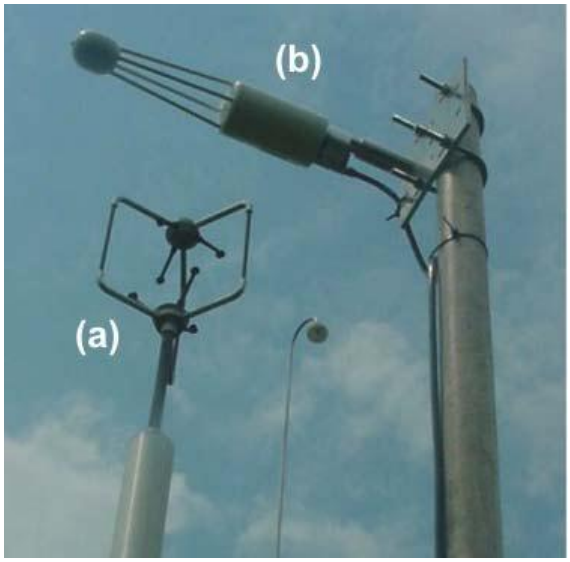

Figura 5 - Anemômetro sônico tridimensional (a) e analisador de gás porinfravermelho de caminho aberto (b)instalados a 63,4m de altura na REBIO Jaru e a 4m na FNS.
Fonte: Aguiar (2005).

2.3 ANÁLISE DOS DADOS

Com o intuito de retirar dados espúrios e incoerentes, os mesmos foram filtrados utilizando os valores máximos e mínimos expostos na Tabela 2. Após a filtragem dos dados foram utilizadas técnicas de estatística descritiva para calcular as médias horárias, mensais e anuais e os intervalos de confiança (IC) ao nível de significância de 5% (α= 0,05). Por meio do programa computacional *Sigma Plot 2001 (Versão Demo)* foram gerados gráficos. Os diagramas de distribuição das chuvas e de variabilidade do défice de umidade específica foram gerados por meio do programa *Surfer 10 (Versão Demo)*, utilizando o interpolador *Kriging.*

Tabela 2 -Limites mínimos e máximos utilizados para filtrar os dados.

Elemento meteorológico	Valor mínimo	Valor máximo	Unidades
Precipitação	0	50	mm
Umidade relativa do ar	25	105	%
Temperatura do ar	10	40	ºC
Pressão atmosférica	980	1.025	mba
Saldo de Radiação	-100	1.000	$W.m^{-2}$
Fluxo de calor latente	-50	700	$W.m^{-2}$
Fluxo de calor sensível	-150	500	$W.m^{-2}$

O aproveitamento dos dados de precipitação nos anos de 1999 a 2010 na REBIO Jaru

e na FNS estão apresentados na Tabela 3.

Tabela 3 – Aproveitamento dos dados de precipitação de 1999 a 2010 na REBIO Jaru e na FNS.

Sítios	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
REBIO	24%	93%	100%	87%	-	76%	65%	96%	59%	98%	51%	77%
FNS	52%	84%	99%	60%	53%	97%	88%	92%	58%	92%	79%	78%

As falhas nos dados podem ser decorrentes de erros inerentes aos sensores ou mesmo à manutenção técnica. Baseado no fato que essas falhas influenciam no balanço total mensal dos dados, uma vez que para a análise da precipitação total é utilizada a soma dos dados, os meses que apresentaram menos que 85% foram desconsiderados, mas aproveitados para outras análises.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 CONDIÇÕES MICROMETEOROLÓGICAS

3.1.1 Precipitação

O clima da região amazônica possui uma característica intrínseca, além das elevadas temperaturas: a forte sazonalidade. Os amazônidas distinguem as estações do ano em úmida e seca, contudo, a intensidade e o período de ocorrência são fatores dependentes da localização geográfica.Nas regiões aqui abordadas, a estação úmida compreende os meses de janeiro a março e a estação seca compreende os meses de julho a setembro. Os períodos de transição entre as duas estações são denominados de período úmido-seco (meses de abril a junho) e seco-úmido (meses de outubro a dezembro). Esse intervalo entre as estações é de fundamental importância a manutenção da umidade do solo, especialmente em áreas não florestadas (FITZJARRALD et al., 2008). O diagrama de distribuição das chuvas ao longo do ano na REBIO Jaru e na FNS pode ser observado na Figura 6.

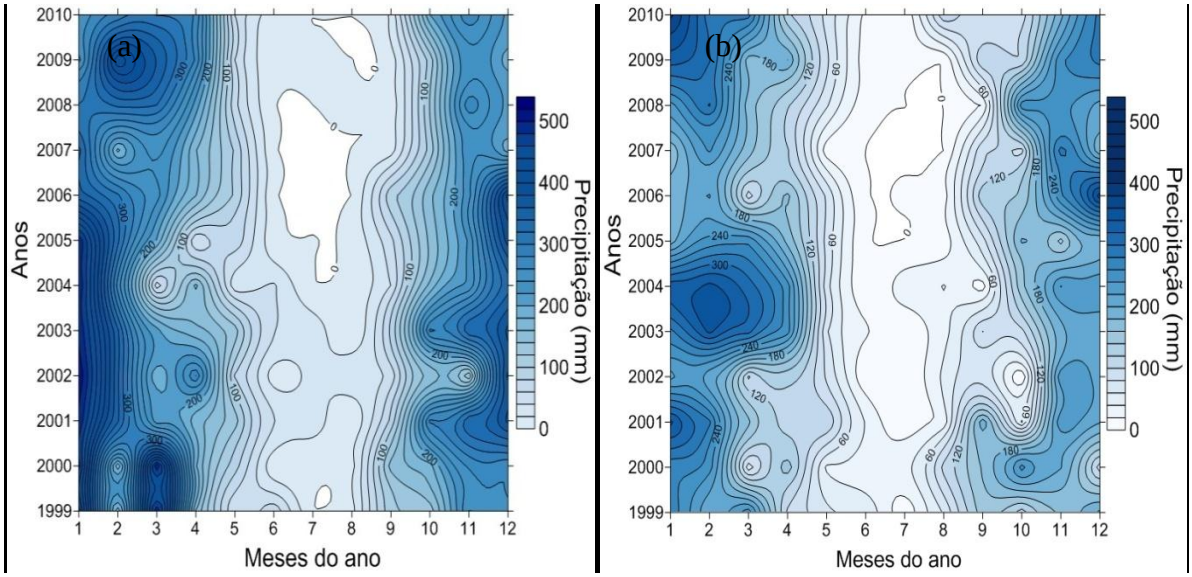

Figura 6 – Distribuição anual das chuvas durante o período de 1999 a 2010 na REBIO Jaru (a) e na FNS(b).

A precipitação média no ano de 1999 a 2010 na REBIO Jaru foi de 2001mm e na FNS foi de 1660mm. Os valores do presente estudo são inferiores aos apresentados por

Webler, Aguiar e Aguiar (2007), que encontraram uma precipitação total média de 2192,7mm na REBIO Jaru e de 1754,3mm na FNS, durante o período de 1999 a 2006.

Correia et al.(2007) ponderam que a precipitação média anual na bacia amazônica é de aproximadamente 2300mm, apresentando regiões com índice pluviométrico superior a 3000mm no oeste, noroestee litoral norte da Amazônia e os mecanismos de formação de chuvas são modulados por sistemas dinâmicos de microescala,mesoescala e escala sinótica.

No caso específico das regiões em estudo, a precipitação é predominantemente de origem convectiva. Fisch, Vendrame e Hanaoka(2007) elucidam que esse processo de convecção é tipicamente local (escala de variação inferior a 1 km) e de curta duração (tempo menor que 1 hora). As principais atividades convectivas do planeta são ocorridas na Amazônia e podem influenciar consideravelmente o clima de outras localidades, devido ao transporte horizontal de energia e vapor de água.

A distribuição mensal da precipitação foi bem similar em ambos os sítios, sendo que o maior índice de precipitação ocorreu no período de janeiro a abril e de outubro a dezembro. O período que apresentou poucas chuvas compreende aos meses de junho a agosto (FIGURA 7).

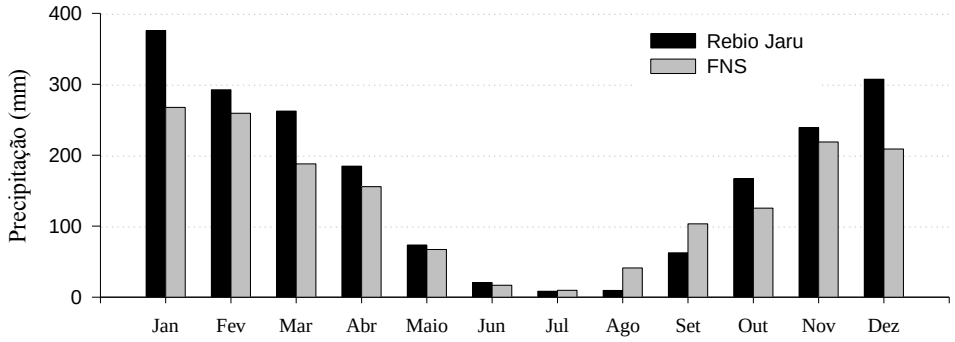

Figura 7 - Média mensal da precipitação da REBIO Jaru e da FNS nos anos de 1999 a 2010.

Apesar de a evapotranspiração ser maior no sítio de floresta, nos meses de agosto e setembro houve maior índice de precipitação na pastagem do que na floresta. Isso ocorre porque na estação seca os ventos predominantes são do leste (SILVA DIAS, 2006), o que traz umidade de regiões florestadas para a área de pastagem. Não necessariamente onde ocorreu a evapotranspiração é onde haverá precipitação.

Segundo Correia et al. (2007), essas circulações locais induzidas por diferenças de temperatura entre a floresta e a área desmatada podem até ocasionar um aumento da precipitação sobre a área desmatada, no caso de um desflorestamento de pequenas

proporções, no entanto, um desmatamento em grande escala é capaz de originar profusas modificações à circulação atmosférica da região e significativos impactos hidrológicos.

Martins (2006) reportou que a severa redução nas chuvas, durante a seca pode ser em virtude da alta concentração de aerossóis provenientes da queima de biomassa. O autor esclarece que com a presença de fumaça, as partículas de fuligem absorvem radiação solar, aquecendo a atmosfera e resfriando a superfície. Tal aquecimento reduz a umidade relativa na camada preenchida pela fumaça, inibindo a formaçãode nuvens.

O arrefecimento, por sua vez, diminui a quantidade de calor e vapor transferida para aatmosfera. Assim,a fumaça aquece o ar acima da superfície e simultaneamente resfria asuperfície, e essa diferença de temperatura entre as camadas superiores de ar e aquelas junto àsuperfície é reduzida, restringindo a atividade convectiva e inibindo a formação das nuvens.Contudo, é importante ressaltar que ainda há divergências acerca do papel dos aerossóis no desenvolvimento da precipitação.

Rocha et al. (2009) analisaram as características de sete regiões da Amazônia, e a REBIO Jaru foi uma das que apresentou maior pluviosidade anual (2173mm), sendo superada somente por uma região de floresta tropical úmida, localizada em Manaus – AM (02,60ºS, 60,20ºW), com precipitação total média de 2286mm. Zanchi et al. (2009) apresentaram um total de precipitação de 1773mm ao analisarem os parâmetros de vegetação e a disponibilidade hídrica no solo da FNS durante os anos de 1999 a 2005.

É perceptível que o índice pluviométrico da região florestada manteve-se superior ao da área de pastagem ao longo de quase todo o período de observações. O mês que apresentou o maior pico médio de chuvas foi o de janeiro,com um total de 375mm na floresta e 267mm na pastagem. O total de chuvas na REBIO Jaru foi 20% superior à da FNS, sendo que o mês que apresentou maior diferença entre os dois sítios foi também o de janeiro.

Essa diferença de precipitação acumulada nos sítios é originada primordialmente pela influência da floresta, que emite uma maior quantidade de gases que atuam como núcleos de condensação das nuvens (NCN), propiciando a precipitação, além de fatores, como a evapotranspiração, que atua como um agente fundamental da precipitação. Na região de pastagem a concentração de tais gases é consideravelmente menor, ocasionando assim, uma menor taxa de precipitação (SILVA DIAS; COHEN; GANDU, 2003).

Fisch et al. (2004) elucidam que quando a cobertura vegetal original do solo é substituída por superfícies com rugosidade, albedo e propriedades térmicas diferentes, o armazenamento de energia, a troca de momento e as propriedades térmicas são diretamente interferidas, o que origina implicações em diversos processos atmosféricos, e em especial, no

desenvolvimento da precipitação, uma vez que as interações água-solo-planta-atmosfera são alteradas.

Cohen et al. (2007) ao estudarem as características do ciclo hidrológico da Amazônia constataram que com a substituição de floresta por pastagem houve uma redução de chuvas de até 25% no período chuvoso e de 15% no período menos chuvoso, no entanto, é ponderado que a expansão do arco do desmatamento não provoca uma redução generalizada da precipitação na Amazônia, uma vez que em determinadas regiões pode ser esperado um aumento no índice de chuvas.

Ao analisar a variabilidade diária, ambos os sítios apresentaram incidência de chuvas similares,a maior concentração ocorreu entre às 13h e 18h, como pode ser observado na Figura 8. As chuvas nesses horários representaram 37% na REBIO Jaru e 39% na FNS do total precipitado. A elevada incidência de eventos no final da tarde sugerem a atuação de mecanismos de convecção local (YANG; SMITH, 2006). A menor concentração ocorreu no intervalo das 2h às 11h. O período diurno (6 às 18h) detém 56% do total de chuvas da REBIO Jaru e 57% da FNS, e a fase noturna (18 às 6h) representa 44% e 43% do total, respectivamente.

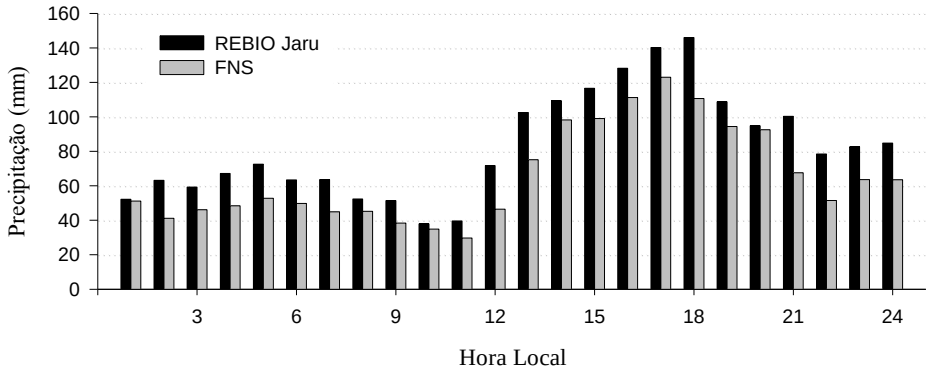

Figura 8 - Variabilidade média horária da precipitação da REBIO Jaru e da FNS nos anos de1999 a 2010.

De acordo com Tota et al. (2000) a incidência das chuvas durante a madrugada se deve a sistemas convectivos de mesoescala, o restante se deve a máxima convecção do ciclo diurno. As chuvas no início da manhã e durante o período noturno também podem ser manifestações de sistemas transientes formados em outras regiões da bacia amazônica (RICKENBACH, 2004).

Assim, as duas regiões apresentam características semelhantes quanto à variabilidade horária das chuvas, no entanto, ao verificar os valores totais, é possível constatar que a

quantidade de chuvas na região de floresta foi superior à de pastagem.

3.1.2 Umidade Específica do Ar

A umidade específica do ar variou juntamente com a precipitação, sendo que os meses mais úmidos corresponderam ao período com maior disponibilidade hídrica e os mais secos ao período de défice de chuvas. Na REBIO Jaru a média na estação úmida foi de 17,9g.kg^{-1}e na seca de 14,2g.kg^{-1} Por sua vez, a FNS apresentou média de 16,2g.kg^{-1} na estação úmida e 12,5g.kg^{-1} na seca. Desta forma, com o início da estação seca houve uma redução de 19% e 22,7% na REBIO Jaru e na FNS, respectivamente (TABELA 4).

Tabela 4 - Valores máximos, médios com IC de 95% e mínimos de umidade específica do ar (g.kg^{-1}) durante as estações úmida e seca na REBIO Jaru e FNS nos anos de 1999 a 2010.

		REBIO Jaru	
Estação	**q Máxima**	**q Média**	**q Mínima**
úmida	22,3	17,9 ±0,14	16,6
seca	18,6	14,2±0,47	12,3
		FNS	
Estação	**q Máxima**	**q Média**	**q Mínima**
úmida	20,0	16,2± 0,26	11,38
seca	18,8	12,5±0,65	3,42

O bioma Amazônico exporta uma quantidade anual de umidade que é duas vezes o total da precipitação regional, e 20 a 35% das chuvas regionais são alimentadas pela evapotranspiração gerada na própria bacia (CORREIA et al., 2007).

As médias mensais da umidade específica do ar estão apresentadas na Figura 9. A média anual foi de 16,3g.kg^{-1}±0,31 (todo valor após o sinal ± corresponderá a um intervalo de confiança da média de 95%) na floresta e de 14,9g.kg^{-1}±0,46 na pastagem e o menor valor médio registrado foi de 13,9±0,66g.kg^{-1}e 11,8±0,79g.kg^{-1}, respectivamente, ocorrido durante a estação seca. A umidade específica do ar média anual foi9,4% maior na REBIO Jaru, e as médias mensais variaram entre a mínima de 13,9±0,66g.kg^{-1} (julho) e a máxima de 17,8±0,16g.kg^{-1} (março). Por sua vez, na FNS a variação foi de 11,8±0,79g.kg^{-1} (agosto) a 16,5±0,26g.kg^{-1} (março).

É perceptível que os valores permaneceram inferiores no sítio de pastagem durante todo o período de estudo, o que pode ser explicado pela maior disponibilidade hídrica da floresta, que possui um índice médio de chuvas 20% superior ao da pastagem. Os menores

valores são encontrados nos meses mais secos, bem como, as maiores diferenças entre os sítios.

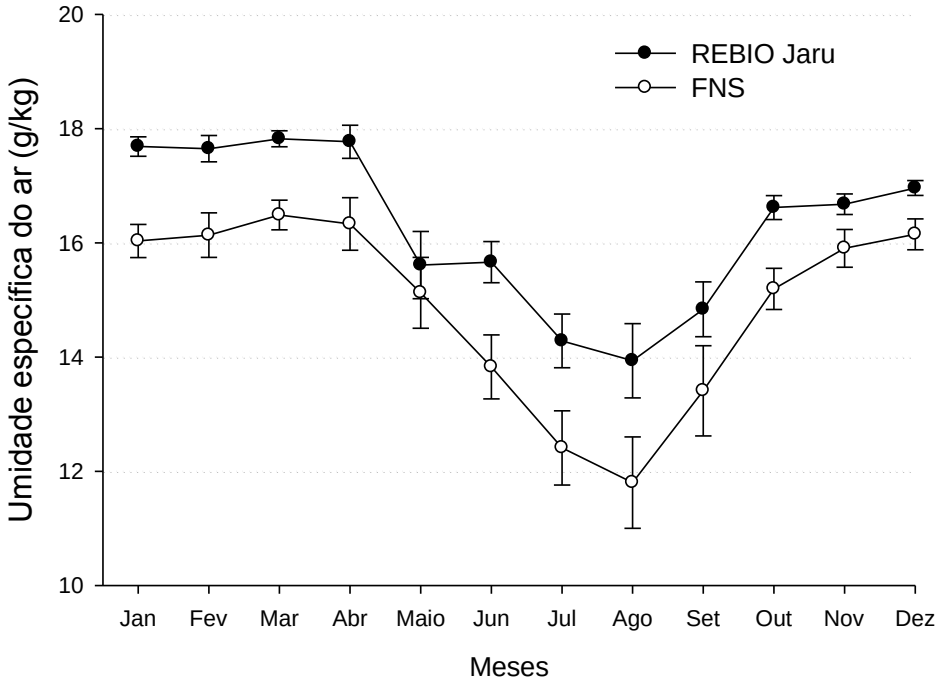

Figura 9 - Média mensal da umidade específica do ar e IC de 95% na REBIO Jaru e na FNS nos anos de 1999 a 2010.

Apesar de não haver precipitação no sítio de floresta nos meses de julho e agosto, a umidade específica do ar permanece maior. Isso ocorre devido à evapotranspiração no sítio de floresta ser pouco afetada nos meses mais secos, uma vez que as árvores da floresta amazônica são bem adaptadas à diminuição das chuvas, possuindo raízes bem profundas, capazes de atingir o lençol freático nas camadas inferiores do solo (AGUIAR et al., 2006).

Portanto, o estoque de água disponível para transpiração das plantas é profusamente inferior na pastagem do que na floresta. Von Randow et al. (2004) relatam que mesmo depois de um longo período de seca a evapotranspiração é pouco afetada na floresta. A menor densidade da gramínea *Brachiaria brizantha* também é um fator limitante, que contribui à diferença na umidade específica nos dois sítios, uma vez que a densa vegetação da floresta é capaz de interceptar a água da chuva, sendo essa evaporada logo após o evento.

Von Randow et al. (2004) ao estudarem as mesmas regiões aqui abordadas constataram que a umidade específica também foi sempre maior na área florestada, com valores médios variando de 15,8g.kg^{-1} na estação seca para 17,5g.kg^{-1} na estação chuvosa,

enquantona pastagem os valores médios foram de 13,4e 16,0g.kg^{-1} nas estações seca e úmida, respectivamente. O autor supracitado ainda relata que essa drástica redução na úmidade do ar e principalmente na precipitação, acarreta sérios impactos no padrão do armazenamento de água no solo.

Os valores médios mensais do défice de umidade específica do ar sobre a floresta e a pastagem são apresentados na Figura 10. O padrão é similar nos dois sítios, sendo o mês de fevereiro o período que apresentou menor valor, com uma média de 2,61±0,52g.kg^{-1} na REBIO Jaru e de 3,35±0,81g.kg^{-1} na FNS. O mês de agosto foi o período de maior escassez de umidade no ar, com valores médios de 7,60±0,43g.kg^{-1} e 10,26±0,47g.kg^{-1}, na floresta e na pastagem, respectivamente.

Contudo, apesar da similaridade do comportamento do défice de umidade específica do ar nas duas regiões, é possível constatar que esse é consistentemente maior na região pastagem, apresentando um valor médio na FNS 23% superior ao da REBIO Jaru.

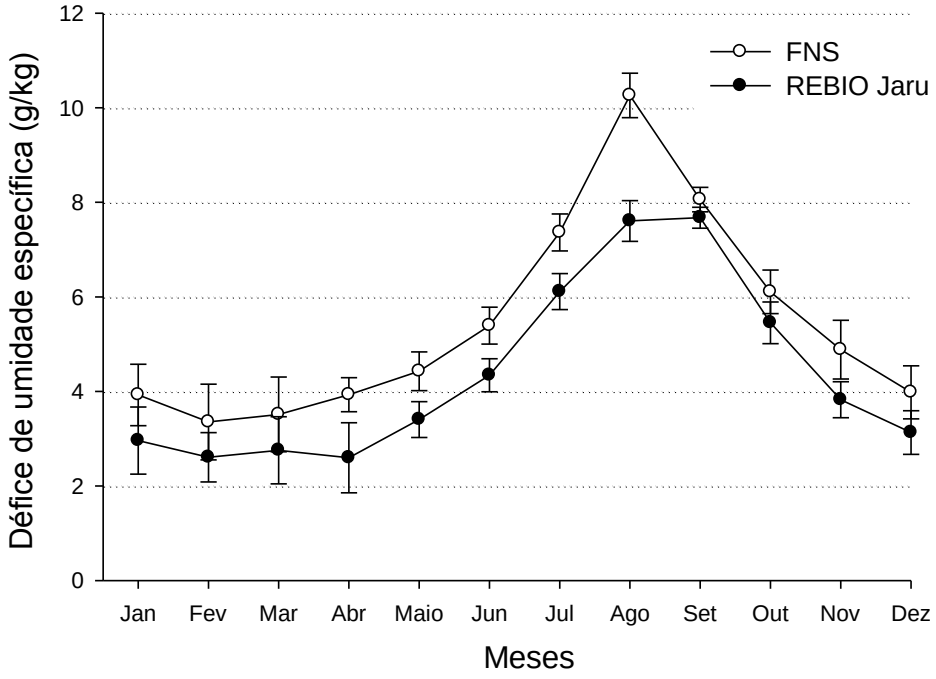

Figura 10 - Média mensal do défice de umidade específica do ar e IC de 95% na REBIO Jaru e na FNS, nos anos de 1999 a 2010.

A Figura 11 evidencia a ausência de umidade no ar em maior proporção na FNS. A pastagem tende a ser mais seca que a floresta, sobretudo no período menos chuvoso, principalmente devido à diferença da vegetação, uma vez que a forrageira é incapaz de captar

água das camadas inferiores do solo, conforme foi explicado anteriormente. Assim, a capacidade de transpiração da gramínea é limitada, resultando em uma menor quantidade de água (em forma de vapor) na atmosfera, reduzindo a sua reciclagem e alterando assim todo o ciclo hidrológico.

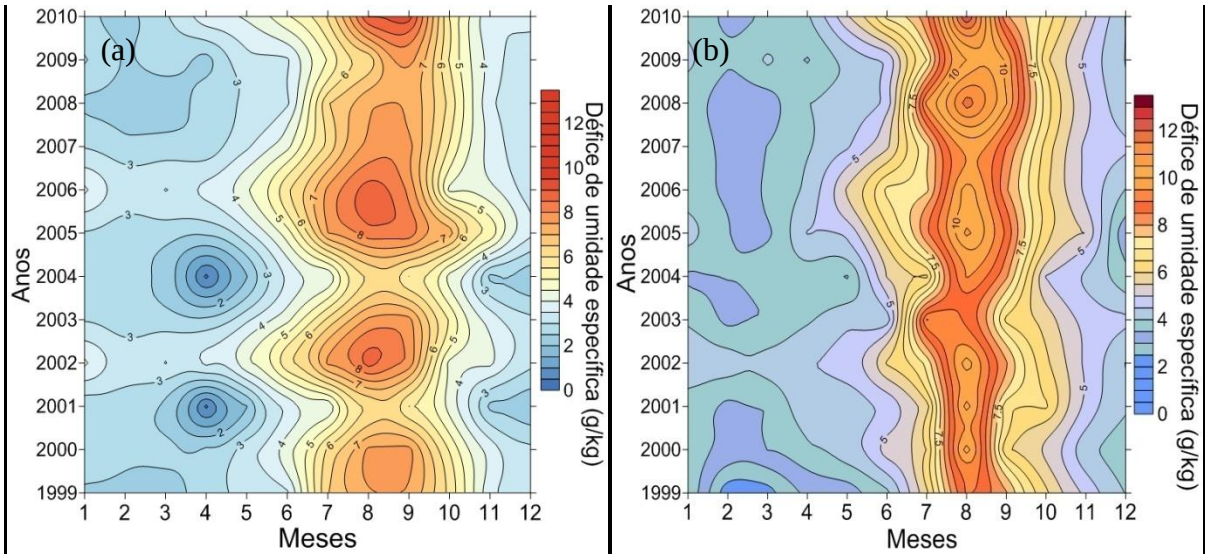

Figura 11 – Variabilidade do défice de umidade específica do ar nos anos de 1999 a 2010 na REBIO Jaru (a) e na FNS(b).

O ciclo diário da umidade específica do ar apresentou poucas variações, com maiores valores no período diurno e menores no período noturno (Figura 12). Durante a noite ocorre um decréscimo que reduz os valores para até 14,6g.kg^{-1}, essa diminuição pode ser explicada pela formação de orvalho, que converte o vapor de água da atmosfera em água no estado líquido (SANTOS E SILVA, 2010).

Todavia, a partir das 6 e 7h da manhã a umidade específica do ar volta a se restabelecer, aumentando seu valor para até 16,4g.kg^{-1} na REBIO Jaru e 15,5g.kg^{-1} na FNS. Esse acréscimo é decorrente das primeiras horas de incidência da radiação solar, que atua evaporando o orvalho formado durante a noite. O máximo de umidade específica no meio da manhã também pode ser originado pelo efeito de entranhamento do ar acima da camada limite, que traz ar seco e quente para a camada limite convectiva (FISCH et al., 1997).

No entanto, a causa preponderante desta variação diurna e noturna da umidade específica é a sua relação direta e proporcional com a pressão atmosférica, uma vez que esta tende a ser superior durante o dia, resultando assim em menores valores de umidade específica durante a noite, conforme pode ser observado na relação entre a umidade específica

e a pressão atmosférica na FNS (FIGURA13).

A média diária da umidade específica foi de 16,74±0,18g.kg^{-1} na REBIO Jaru e de 14,90±0,28g.kg^{-1} na FNS. Apesar da similaridade do padrão dessa variável nos dois ecossistemas, ao analisar os seus respectivos valores, é possível constatar que a umidade específica manteve-se inferior na área pastagem, o que é indicativo de mudanças no microclima advindas das alterações no uso do solo amazônico.

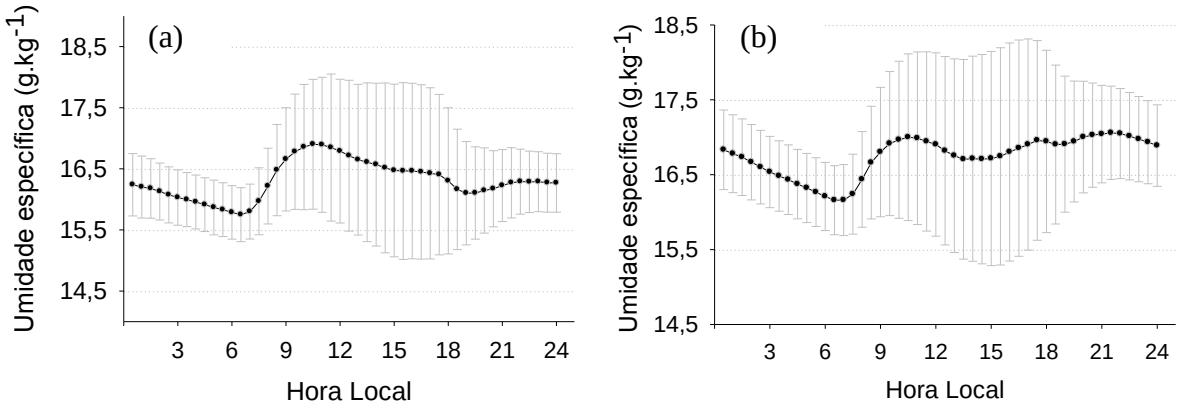

Figura 12 - Variabilidade horária da umidade específica do ar e IC de 95% nos anos de 1999 a 2010 na REBIO Jaru (a) e na FNS (b).

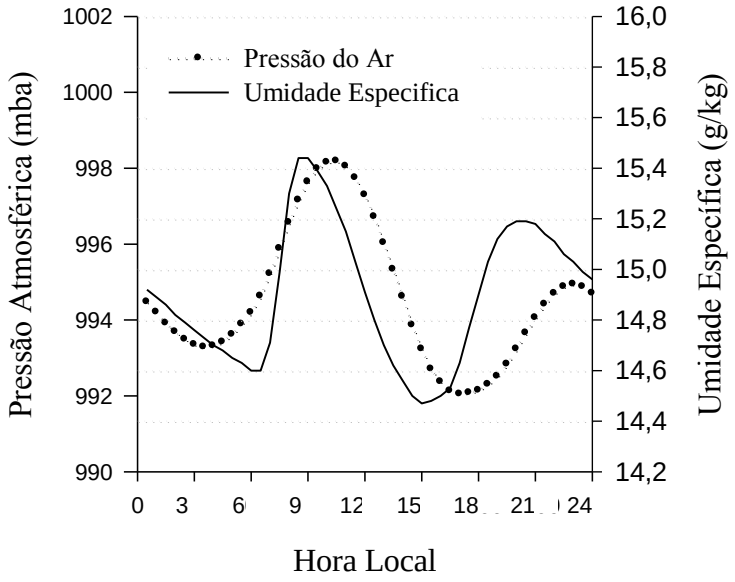

Figura 13 - Padrão horário da pressão atmosférica e da umidade específica do ar na FNS nos anos de 1999 a 2010.

Os valores médios da umidade específica do are do seu défice estão apresentados na Tabela 5, assim como da precipitação total média nos períodos úmido e seco. Foi observado

que as condições micrometeorológicas são sempre mais favoráveis na área florestada, com exceção da precipitação que se apresentou maior na FNS durante o período seco.

Entretanto, apesar do menor índice pluviométrico, a umidade específica do ar permaneceu superior na REBIO Jaru, o que ratifica a sua melhor adaptação aos longos períodos de seca. E de acordo com explicação anterior, a maior quantidade de chuvas em regiões desmatadas nesse período do ano pode ser elucidada pela atuação dos ventos do leste que levam a umidade de áreas florestadas para outras regiões.

Tabela 5 - Valores médios da precipitação (P) em mm, umidade específica do ar (q) em $g.kg^{-1}$ e défice de umidade específica do ar (Di) em $g.kg^{-1}$, nos sítios experimentais, durante os períodos úmido e seco. P-F é a diferença absoluta entre os dois sítios e (P-F)/F (%) representa os efeitos das mudanças no uso do solo.

	Úmido			**Seco**		
Região	**P**	**q**	**Di**	**P**	**q**	**Di**
Pastagem	735,1	14,2	3,96	154,1	12,5	8,7
Floresta	974, 9	17,9	2,73	80,3	14,2	7,1
P-F	-239,8	-3,7	1,23	73,8	-1,7	1,6
(P-F)/F (%)	-24,6	-20,7	+45,1	+91,9	-11,97	+22,5

Nobre, Sampaio e Salazar (2007) indicam uma redução da evapotranspiração entre 15% e 30% devido à mudança de vegetação de floresta para pastagem. E em resposta a esse decréscimo na evapotranspiração, a temperatura do ar tende a aumentar, apesar do maior potencial de refletividade da radiação solar deste tipo de cobertura vegetal.

3.1.3 Temperatura do Ar

Diferentemente dos demais elementos micrometeorológicos, a temperatura do ar não apresentou um padrão sazonal evidente, uma vez que a variação térmica entre as estações foi tênue; a média encontrada na estação chuvosa foi de 24,75±0,33ºC na floresta e de 24,7±0,57ºC na pastagem (TABELA6). Durante a estação seca a média foi de 26,2±0,46ºC e 25,1±0,65ºC, respectivamente, assim houve uma diferença térmica de 1,4ºC na REBIO Jaru e de 0,4ºC na FNS entre a estação chuvosa e a seca. Apesar da discreta variação sazonal houve considerável amplitude térmica, especialmente, na estação seca, que apresentou o máximo de 36,8ºC na REBIO Jaru e de 39,2ºC na FNS, e o mínimo de 14,3ºC e 9,6ºC, respectivamente.

Costa et al. (2010) avaliaram que na REBIO Jaru a média anual da temperatura do ar é de 22,9ºC e a média durante as estações úmida e seca são de 20,9 e 24,9ºC, respectivamente.

Liberato e Cardoso (2010) ao estudarem a FNS, reportaram que a temperatura máxima média mantém-se superior a 29,2ºC ao longo do ano, enquanto a mínima média se mantém inferior a 22,6ºC. Não obstante, é fundamental destacar que no presente estudo a temperatura do ar não deve ser comparada entre os dois sítios experimentais, uma vez que os sensores se encontram instalados em diferentes alturas nas torres meteorológicas (TABELA1).

Tabela 6 - Valores máximos, médios com IC de 95% e mínimos de temperatura do ar (ºC) durante as estações úmida e seca na REBIO Jaru e FNS nos anos de 1999 a 2010.

		REBIO Jaru	
Estação	**Tar máxima**	**Tar média**	**Tar mínima**
úmida	35,95	24,75±0,33	21,01
seca	36,83	26,2±0,46	14,26
		FNS	
Estação	**Tar máxima**	**Tar média**	**Tar mínima**
úmida	34,4	24,7±0,57	10,92
seca	39,2	25,1± 0,65	9,66

As médias mensais da temperatura do ar, em ambos os sítios, tiveram padrão bastante similar ao longo do ano (FIGURA 14). Os menores valores médios ocorreram no mês de maio na floresta, e em junho na pastagem, aproximadamente 23,24±0,69 e 23,79±0,79ºC, respectivamente. Esse decréscimo na temperatura do ar é ocasionado pelo evento conhecido localmente por “friagem”.Tal fenômeno é ocorrido geralmente entre os meses de maio a agosto, e é originado pela advecção de massas de ar polares, que vêm do sul, penetram no trópico e afetam diretamente a Amazônia, interferindo nas condições meteorológicas e alterando as características ambientais da região (OLIVEIRA et al., 2004).

Ao observar os valores mínimos de temperatura decorrentes das friagens nas duas regiões (14,3ºC na REBIO Jaru e 9,7ºC na FNS) é possível constatar que a área de pastagem é mais vulnerável aos efeitos desses eventos. Longo, Camargo e Silva Dias(2004) ponderam que apesar de aregião de floresta ser ligeiramente mais fria, quando ocorre advecção de ar frio e mais seco para a região amazônica, a perda radiativa na região de pastagem supera a da região florestada, acarretando queda mais significativa de temperatura e consequentemente, maior amplitude térmica entre as estações chuvosa e seca. Os elevados intervalos de confiança (95%) durante os meses de friagem são justificados pela considerável amplitude térmica resultante desse fenômeno.

Os maiores valores de temperatura do ar foram encontrados no mês de setembro, aproximadamente 26,5 ±0,38ºC na floresta e 25,9±0,56ºC na pastagem, que corresponde ao

período mais seco do ano. Tal comportamento é explicado pela menor taxa de cobertura de nuvens na estação seca, que permite uma maior incidência de radiação solar durante o dia, aumentando a energia disponível no sistema.

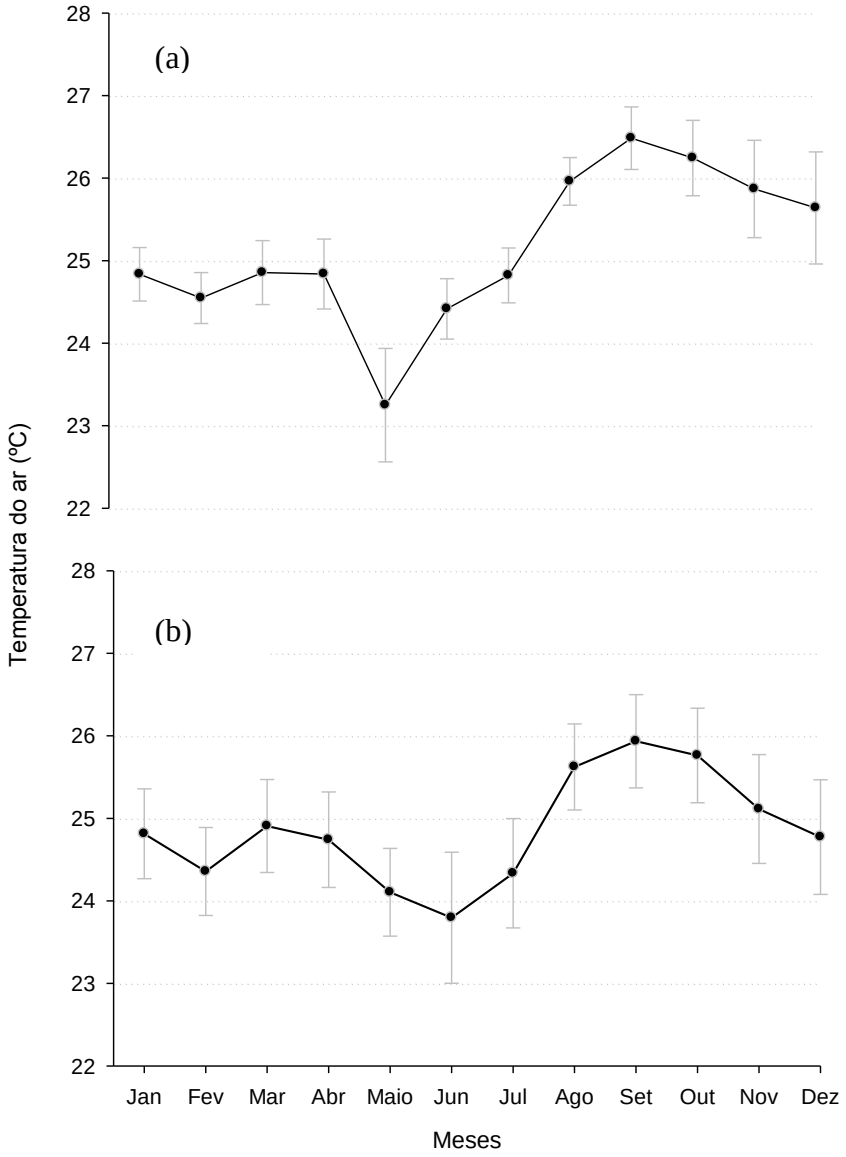

Figura 14 - Variabilidade mensal da temperatura do ar e IC de 95% nos anos de 1999 a 2010 na REBIO Jaru(a) e na FNS(b).

Santos e Silva (2010), ao estudar a FNS, apresentou valores máximos e mínimos semelhantes aos apresentados no presente estudo, no entanto, a diminuição na temperatura do ar ocorreu no mês de julho e o valor máximo no mês de outubro. Por sua vez, Aguiar et al. (2011) reportaram que os valores mínimos da temperatura média mensal ocorreram no mês de agosto, com valores de 15ºC na REBIO Jaru e de 13ºC na FNS, resultando em uma variação de 7ºC na floresta, entre 15 e 22ºC, e de 8ºC na pastagem, entre 13 e 21ºC, o que indica que os

sistemas frontais de friagem demoraram mais para atingir a região.

No estudo supracitado, a variação da temperatura média mensal máxima do ar foi de 4ºC no sítio de floresta, oscilando entre 32 e 36ºC; e de 3ºC no sítio de pastagem, oscilando entre 32 e 35ºC. Os valores máximos foram encontrados nos meses de setembro na REBIO Jaru, 36ºC, e de agosto na FNS, 35ºC.

A partir do mês de novembro, com o início das primeiras chuvas, a média da temperatura do ar começa a decrescer, e em dezembro e janeiro, com a chegada definitiva da estação chuvosa, os valores médios diminuem para 24,8ºC. O ocorrido se deve ao fato de que juntamente com a precipitação surge a nebulosidade, que ameniza a cobertura de nuvens e reduz de forma expressiva a incidência de radiação solar.

O padrão do ciclo diário da temperatura do ar se manteve inversamente proporcional ao padrão diário da umidade específica do ar, de modo que os valores mais altos de umidade estão inter-relacionados com os menores valores de temperatura do ar, simultaneamente. A menor temperatura diária foi de aproximadamente 21,5ºC na floresta e na pastagem, entre às 5 e 6h. Os maiores valores foram de 30ºC e 29ºC, respectivamente, às 14h, aproximadamente duas horas após o máximo de incidência de radiação solar (FIGURA 15). A média da temperatura do ar durante o período diurno foi de 28,5±0,32ºC na REBIO Jaru e de 26,7±0,74ºC na FNS e a média do período noturno foi de 22,7±0,44ºC e 22,9±0,81ºC, respectivamente.

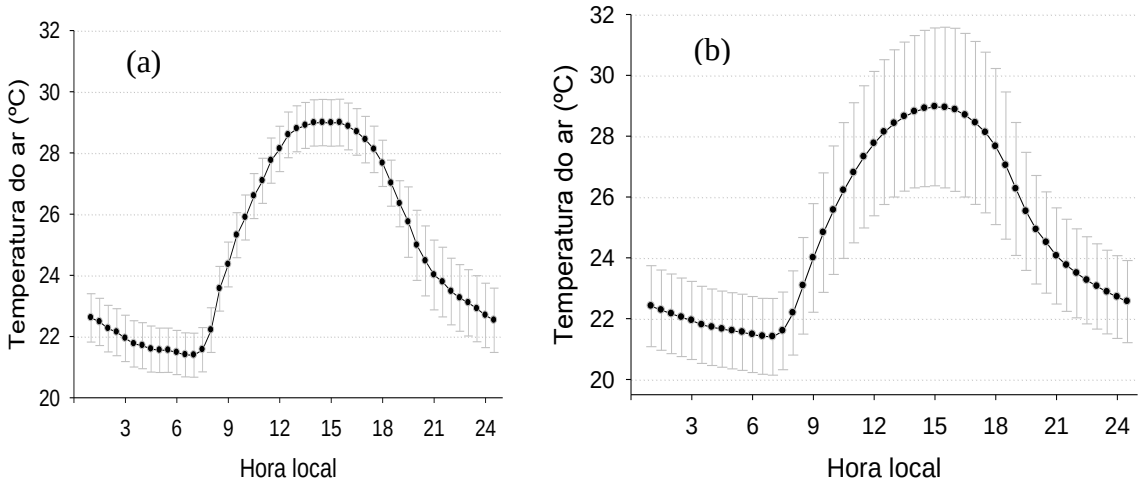

Figura 15 - Variabilidade horária da temperatura do ar e IC de 95% nos anos de 1999 a 2010 na REBIO Jaru (a) e na FNS (b).

Os intervalos de confiança (95%) (FIGURAS 14 e 15) foram superiores na área de

pastagem ao longo de todo o período de observações, o que corrobora a afirmativa de que regiões desmatadas são mais vulneráveis às variações na temperatura. A maior amplitude térmica em ambas as regiões foi encontrada no período seco, sendo que a variação térmica entre o dia e a noite foi de 5,8ºC na região florestada e de 3,8ºC na região de pastagem.

Andrade et al. (2009) elucidam que as temperaturas mais elevadas durante o dia e o decréscimo das mesmas no período noturno durante a estação seca é decorrente da menor cobertura de nuvens ocorrida nesta estação, que propicia maior incidência de radiação solar durante o dia e uma maior perda energética radiativa da superfície durante a noite, e também à menor fração de umidade no ar característica desse período, uma vez que, a água atua como controlador térmico devido ao seu elevado calor específico.

3.1.4 Saldo de Radiação

O padrão do ciclo diário do saldo de radiação manteve-se similar nos dois ecossistemas (FIGURA 16). Durante a noite os valores são negativos, uma vez que neste período a energia disponível é advinda exclusivamente da radiação de onda longa, que por sua vez provém da emissão dos gases atmosféricos e de superfícies líquidas e sólidas da Terra (GALVÃO; FISCH, 2000 apud AGUIAR et al., 2011).

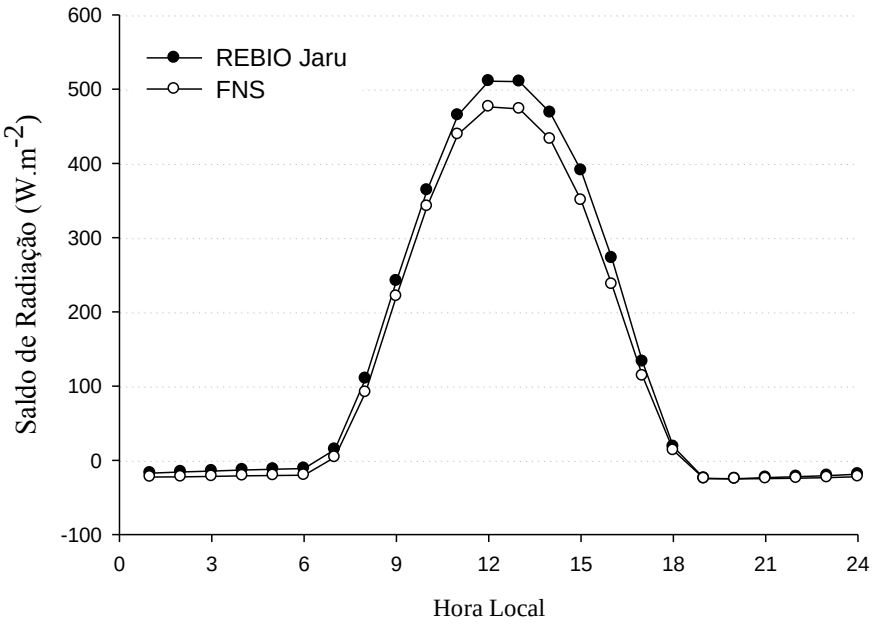

Figura 16 - Ciclo diário do saldo de radiação na REBIO Jaru e na FNS nos anos de 1999 a 2010.

A partir das 6h, com a incidência da radiação solar, o saldo de radiação torna-se

positivo e crescente, atingindo seu valor máximo aproximadamente ao meio-dia, com uma média de 510,79±1,15W.m^{-2} na REBIO Jaru e de 476,07±4,74W.m^{-2} na FNS. A partir das 13h, a radiação líquida volta a decrescer alcançando o menor valor do período diurno às 18h, com uma média de 18,39±18,36W.m^{-2} na floresta e 13,38±37,33W.m^{-2} na pastagem, até tornar-se novamente negativa durante o período noturno.

Liberato e Cardoso (2010) ponderam que as variações no saldo de radiação ocorridas no período diurno representam a atuação do solo como um reservatório de calor, uma vez que as camadas superficiais do solo respondem imediatamente à incidência de radiação solar. Durante o período noturno, a superfície do solo e a vegetação perdem energia para o espaço, resfriando-se rapidamente, e assim torna-se mais frio que o ar atmosférico à superfície.

Na Figura 17 estão representados os valores médios horários do saldo de radiação na REBIO Jaru e na FNS durante os períodos úmido, úmido-seco, seco e seco-úmido. O padrão sazonal do saldo de radiação manteve-se semelhante nos dois tipos de superfície, não obstante, é possível observar que o saldo de radiação foi maior na região florestada ao longo de todo o período de observações.

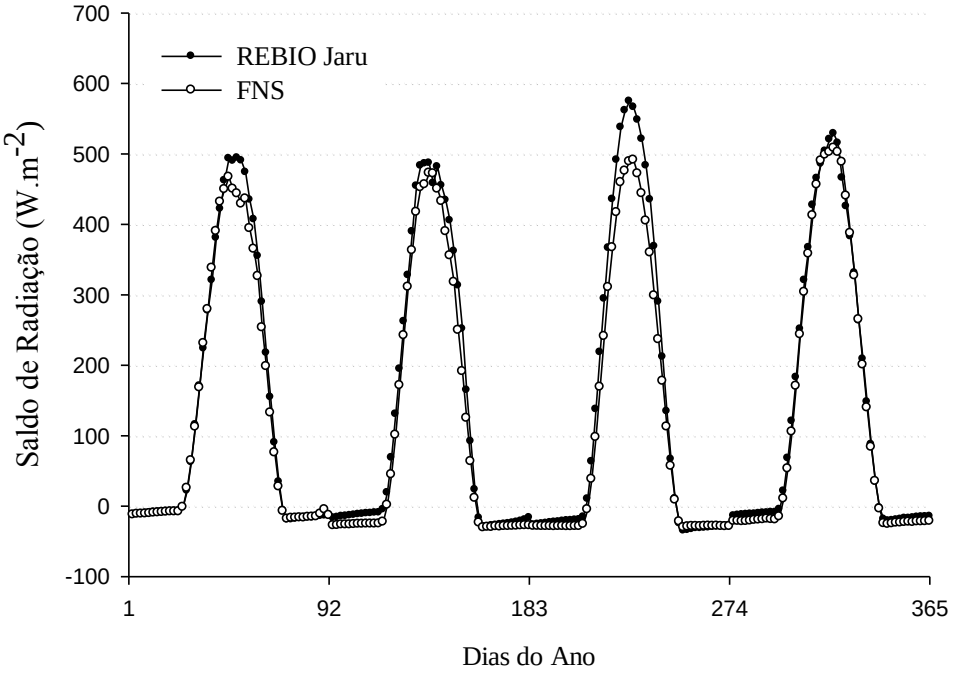

Figura 17 - Variabilidade sazonal do saldo de radiação médio diário, na REBIO Jaru e na FNS, nos anos de 1999 a 2010. Período úmido: dias 1 a 91; Período úmido-seco: dias 91 a 182; Período seco: dias 182 a 273 e; Período seco-úmido: dias 273 a 365.

No período úmido a radiação líquida apresentou uma média de 136,08±192,9W.m^{-2}

enquanto que na FNS foi de 121,9±181,5W.m^{-2}. O valor médio máximo foi de 493,86W.m^{-2} na floresta e de 466, 83W.m^{-2} na pastagem. Os intervalos de confiança (95%) são elevados devido à ampla variação diária do saldo de radiação, sendo o Rn do período diurno positivo e o do noturno negativo.

Costa et al. (2010) ao analisarem a partição do saldo de radiação na REBIO Jaru apresentaram valores médios condizentes aos mencionados, de 112W.m^{-2} na estação úmida. Por sua vez, Andrade et al. (2009) apresentaram um saldo médio de 136,1W.m^{-2}.

Santos (2010) indica que o saldo de radiação diário na FNS é em média de 9,3MJ.m^{-2}.dia^{-1} na estação chuvosa. Santos e Silva (2010) propalou que a radiação líquida na FNS representa 60% da irradiância solar global. A diferença da radiação líquida entre os dois sítios foi de 14,18W.m^{-2}, ou seja, houve uma redução de 10,4% no saldo de radiação durante o período úmido decorrente da conversão de floresta tropical em ecossistema de pastagem.

No período úmido-seco o saldo de radiação médio foi de 130,5±196,7W.m^{-2} na REBIO Jaru e de 111,9±188,13W.m^{-2} na FNS, havendo assim uma variação discreta entre o período úmido e o úmido-seco. O decréscimo ocorrido entre os dois períodos foi de 5,58W.m^{-2} e 10W.m^{-2} na REBIO Jaru e na FNS, respectivamente, indicando que o período úmido-seco detém4,1% a menos de energia disponível, na floresta e 8,2% na pastagem, em relação ao período úmido.

A diferença entre os dois sítios apresentou-se maior durante o período úmido-seco, sendo o saldo de radiação da pastagem 14% inferior ao da floresta. Os períodos úmido e úmido-seco foram os que apresentaram menores valores médios de saldo de radiação, o que indica uma menor disponibilidade de energia nos meses de maior disponibilidade hídrica.

Tal decréscimo pode ter sido ocasionado em virtude da maior cobertura de nuvens característica da estação chuvosa, que atua como uma barreira, inibindo a chegada da radiação solar incidente, resultando assim em menor quantidade de energia disponível no sistema biosfera-atmosfera. A menor quantidade de radiação líquida durante a estação chuvosa aqui relatada é condizente com alguns estudos realizados na Amazônia (AGUIAR et al., 2006; ANDRADE et al., 2009; ROCHA et al., 2009; VON RANDOW et al., 2004).

O período seco correspondeu ao período do ano com maior quantidade de energia disponível na REBIO Jaru, com uma média de 147,9±198,5W.m^{-2}, havendo assim um acréscimo de 13,3% em relação ao período anterior. Na FNS, a variação foi menor, sendo o saldo de radiação médio de 122,4±191,6W.m^{-2},originando um acréscimo de 9,4% entre o período úmido-seco e seco.

O aumento no saldo de radiação é resultante primordialmente da menor taxa de

cobertura de nuvens, que propicia a entrada de uma maior quantidade de irradiância solar. Alves, Machado e Prasad (2007) elucidam que a região Amazônica é amplamente influenciada pelas oscilações intra-sazonais na cobertura de nuvens, uma vez que essa exerce um significativo papel nas trocas de energia.

As maiores variações na radiação líquida entre os dois ecossistemas também foram incididas no período seco, sendo a quantidade de energia disponível na região de pastagem 17,24% inferior ao da floresta, uma diferença média de 25,5W.m^{-2} no saldo de radiação em decorrência da mudança no uso da terra.

Durante a estação chuvosa, quando há grande disponibilidade hídrica no solo e na atmosfera, é tênue a variação na radiação líquida entre a floresta e a pastagem, contudo, nos meses de défice de chuvas, a gramínea *Brachiaria brizantha* sofre o estresse hídrico, diminuindo a abertura dos seus estômatos de modo a inibir a perda de água para o ambiente. Assim, a coloração da vegetação tende a ser alterada, tornando-se mais clara, o que acarreta um consequente aumentona refletividade (albedo) da radiação incidente, diminuindo assim a capacidade de absorção da energia.

A floresta por sua vez, mesmo após um extenso período de seca pouco é afetada, devido às longas raízes da vegetação capazes de captar água no lençol freático, suprindo a necessidade hídrica da vegetação. Zanchi et al. (2009) ponderam que o albedo é menor em superfícies com maior índice de área foliar (IAF), deste modo, torna-se evidente que a região florestada reflete menos radiação solar, possuindo assim maior capacidade de absorção de energia.

Outro possível fator que limita a disponibilidade de energia na região de pastagem é a alta concentração de material particulado (aerossóis) proveniente principalmente da queima de biomassa. Schaefer et al. (2008) elucidam que os eventos de queima de biomassa resultam em uma carga significativa de aerossóis que afetam diretamente a Amazônia e são persistentes durante a estação seca.

Essas partículas interferem no sistema climático interagindo com a radiação solar através de processos diretos e indiretos. Tais processos envolvem a absorção e o espalhamento da radiação solar, assim, o espalhamento afeta o clima, pois reflete parte da radiação disponível de volta para o espaço, resfriando a superfície, enquanto a absorção da radiação solar pode esfriar a superfície e aquecer a atmosfera (YAMASOE et al., 2006).

Desta forma, o saldo de radiação, especialmente da FNS é afetado, uma vez que os aerossóis atuam de forma a refletir a radiação que incide sobre a superfície, diminuindo a absorção de energia, e consequentemente, a radiação líquida. Martin et al. (2010) relatam que

a alta concentração de aerossóis também alteram a microfísica das nuvens e a precipitação, influenciando significativamente em todo o ciclo hidrológico da Amazônia.

No período seco-úmido, com o início das primeiras chuvas, a cobertura de nuvens torna-se maior, e o saldo de radiação é reduzido para 138,13±146,7W.m^{-2} na REBIO Jaru, uma diminuição de 6,7%. Na FNS a radiação líquida aumentou para 134,32±139,4W.m^{-2}, sendo 9,2% superior à do período seco; tal acréscimo pode ter sido originado pela diminuição da refletividade da radiação, o que permitiu uma maior quantidade de energia disponível no sistema.

3.2 FLUXOS DE ENERGIA

O fluxo médio de calor latente e sensível no período de estudo foi de 91,32±112,6W.m^{-2} (λE) e 28,77±47,3W.m^{-2} (H), na REBIO Jaru e de 56,51±73,2W.m^{-2} (λE) e 33,27±49,3W.m^{-2} (H), na FNS. Deste modo, na região de floresta, 68,5% da energia disponível foi destinada ao λE e 31,5% ao H. Na região de pastagem, 58,9% do saldo de radiação foi destinado à evapotranspiração e 41,1% ao aquecimento da atmosfera. O λE foi sempre superior na área florestada, cerca de 38%, enquanto que o H manifestou-se de forma superior na região de pastagem, cerca de 13,5%.

Os valores relatados acima são similares aos apresentados por Rocha et al. (2009) que ao estudar o balanço de energia da REBIO Jaru apontaram λE médio de 78W.m^{-2} e H de 23W.m^{-2}. Von Randow et al. (2004) apresentaram valores superiores aos encontrados no presente estudo, sendo o λE médio de 106,5W.m^{-2} na REBIO Jaru e de 73,4W.m^{-2} na FNS; o H médio foi de 34,9W.m^{-2} e 47,3W.m^{-2}, respectivamente.

Na Figura 18 estão apresentados os comportamentos dos fluxos de calor latente e sensível no período úmido. É possível observar que em ambos os sítios o calor latente é superior ao calor sensível, apresentando médias de 105,59±128,2 W.m^{-2} (λE) e de 22,57±33,4 W.m^{-2} (H) na REBIO Jaru, e de 53,44±69,9 W.m^{-2} (λE) e de 25,17±35,7 W.m^{-2} (H) na FNS.

Tal comportamento dos fluxos pode ser elucidado pela presença em abundância de partículas de água no ar e expressiva quantidade de água disponível no solo para as plantas, o que faz com que a maior parte da energia que chega seja destinada à evapotranspiração e uma menor parte para o aquecimento do ar. Apesar do padrão similar nos dois sítios, constata-se que no período úmido, o λE é 49,4% maior na região florestada e o H é 10,3% maior na região de pastagem.

No período úmido-seco, o fluxo de calor latente diminuiu em média 15,8%, na

floresta e aumentou 10,3% na pastagem quando comparado com o úmido, apresentando média de 88,89±113,6Wm^{-2} e 59,57±78,8Wm^{-2} na REBIO Jaru e na FNS, respectivamente (FIGURA 19). O fluxo de calor sensível aumentou nas duas regiões, mas em maior proporção na FNS, que variou de 25,17±35,7Wm^{-2} (período úmido) para 31,78±47,3Wm^{-2} (período úmido-seco), uma elevação de 20,8%. Na REBIOJaru, a variação foi 22,57±33,4Wm^{-2} (período úmido) para 25,95 ±43,2Wm^{-2} (período úmido-seco), aumentando cerca de 13,02%.

Período úmido

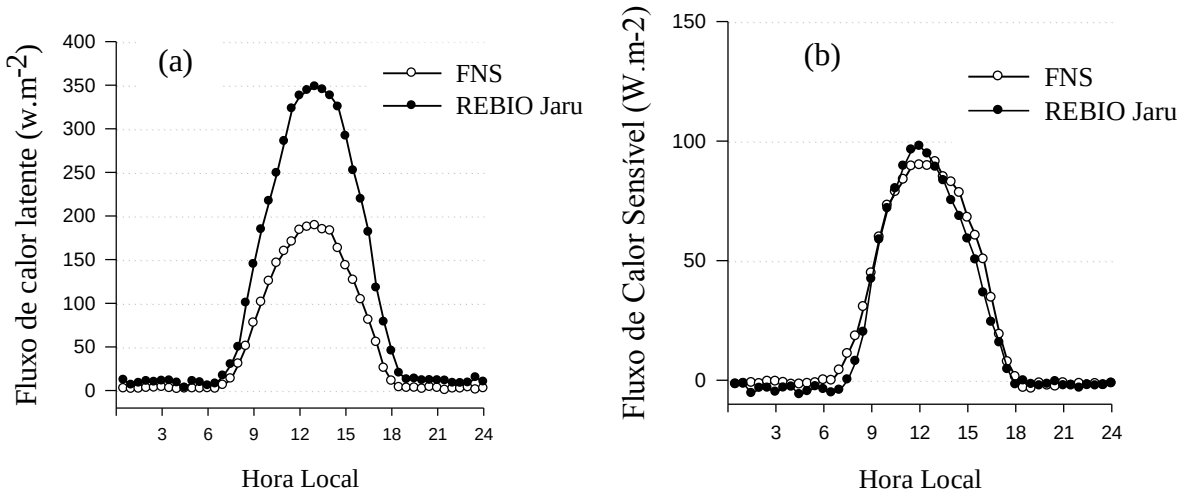

Figura 18 - Padrão diário do fluxo de calor latente (a) e fluxo de calor sensível (b) na REBIO Jaru e na FNS durante o período úmido, nos anos de1999 a 2010.

Período úmido-seco

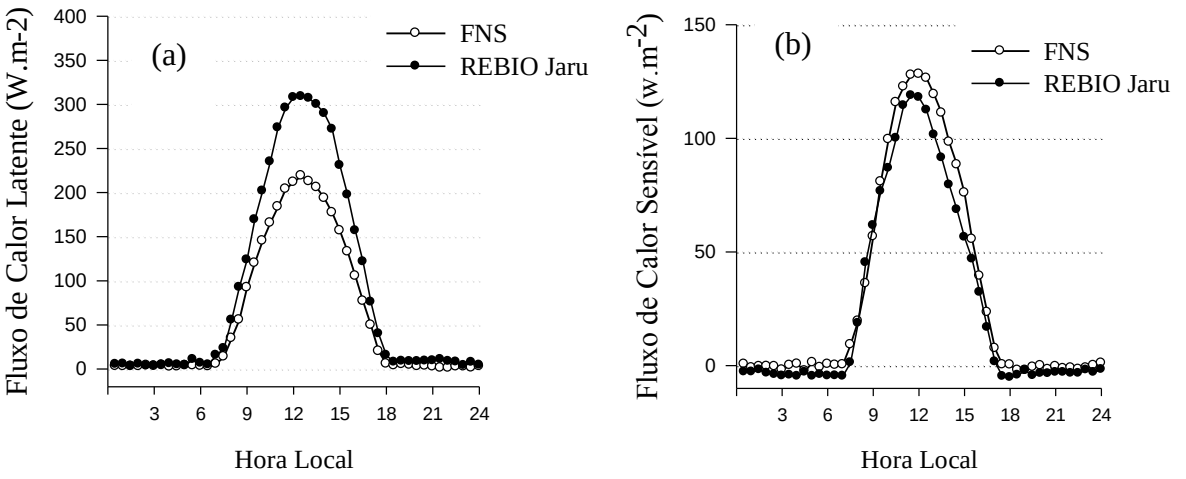

Figura 19 - Padrão diário do fluxo de calor latente (a) e fluxo de calor sensível (b) na REBIO Jaru e na FNS durante o período úmido-seco, nos anos de1999 a 2010.

A diminuição no fluxo de calor latente e o aumento no fluxo de calor sensível entre os dois distintos períodos se deve à menor disponibilidade hídrica do período úmido-seco. No entanto, ainda há uma expressiva quantidade de água na atmosfera e no solo, e como o índice de chuvas é amenizado, a presença de nuvens também é atenuada, o que facilita a entrada de mais energia no sistema. Assim, apesar do acréscimo no calor sensível, o maior beneficiado por meio da junção de aumento da entrada de energia e a quantidade de água disponível, continuou sendo o λE, que permaneceu superior ao H, 75% na floresta e 47% na pastagem.

Durante os períodos úmido e úmido-seco o comportamento dos fluxos de energia manteve-se similar nas duas regiões em estudo, contudo, com o início do período seco diferenças entre os ecossistemas se tornam evidentes, destacando a vulnerabilidade da região desflorestada ao longo de um período de intenso défice de chuvas.

No período seco, é possível observar que o calor sensível praticamente se equiparou ao calor latente na FNS, representando cerca de 45% do total de energia disponível. A média do λE foi de 51,42±70,4Wm^{-2} e do H 43,08±63,1Wm^{-2} (FIGURA 20). Assim, foi possível constatar que na estação seca, a área de pastagemé bem mais suscetível às variações microclimáticas, uma vez que a quantidade de calor atuante no aquecimento da atmosfera apresentou considerável aumento, enquanto que a quantidade de calor atuante no processo de evapotranspiração apresentou um expressivo declínio.

Esse fato pode ser explicado pela ausência de precipitação e menor quantidade de partículas de água presentes no ar, ocasionada pelo estresse hídrico da gramínea *Brachiaria brizantha*, que diminui a abertura dos estômatos, evitando a perda de água pela transpiração.

Período seco

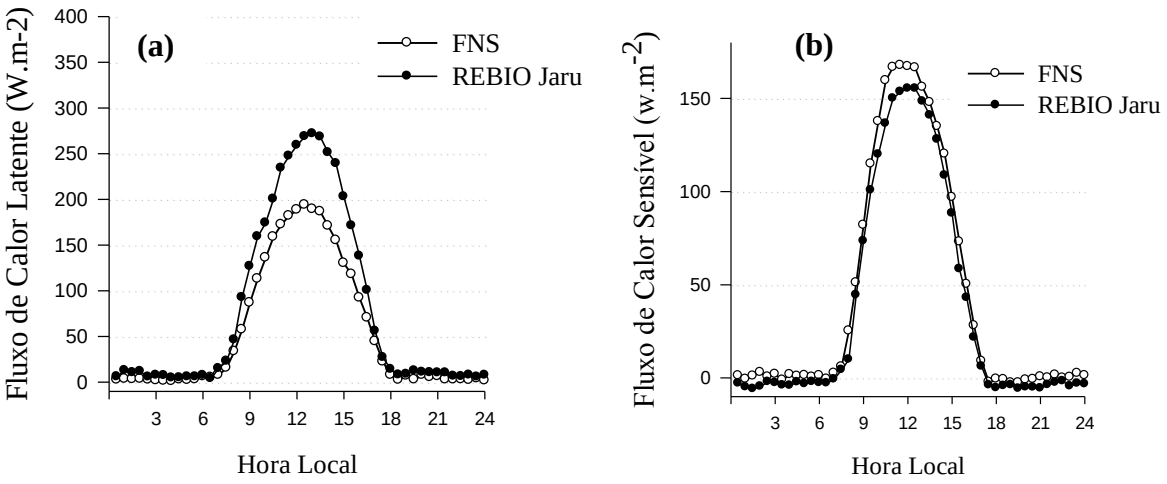

Figura 20 - Padrão diário do fluxo de calor latente (a) e fluxo de calor sensível (b) na REBIO Jaru e na FNS durante o período seco, nos anos de1999 a 2010.

A floresta Amazônica, por sua vez, possui maior capacidade de se adaptar ao período de défice de chuvas. O fluxo de calor latente permaneceu 54% em média superior em relação ao de calor sensível, com uma média de 78,69±98,1Wm^{-2}. O fluxo de calor sensível apresentou média de 36,30±59,3Wm^{-2}. Assim, ao comparar os valores médios dos fluxos de energia nas duas regiões durante o período seco, constata-se que o λE é maior na REBIO Jaru e o H é maior na FNS, assim, há um declínio de 30,8% no calor latente e um acréscimo de 15,7% no calor sensível, decorrentes das alterações no uso do solo amazônico.

Comparando o período seco com o período úmido, o calor latente diminui 25,5% na REBIO Jaru e 5,51% na FNS. O calor sensível aumenta 24,4% e 41,6%, respectivamente. Esse fato pode ser elucidado pela preponderante ocorrência de dias de céu claro, que propicia a incidência da radiação solar, aumentando consideravelmente o saldo de radiação disponível para os fluxos (Rn= 147, 9±198,5W.m^{-2}(REBIO Jaru) e 122,4±191,6W.m^{-2}(FNS). E como a disponibilidade hídrica é limitada, o λE é atenuado, resultando em mais energia disponível para a atuação do H.

No período seco-úmido começa a ocorrer as primeiras chuvas, fator que aumenta consideravelmente a concentração de partículas de água na atmosfera, apresentando médias de 92,1±110,4Wm^{-2} (λE) e H 30,2±47,8Wm^{-2} (H), na REBIO Jaru, e de 58,6±75,6Wm^{-2} (λE) e de H 33,1 ±47,1Wm^{-2} (H), na FNS. A partir desse evento uma maior parcela da energia volta a ser destinada para o fluxo de calor latente, cerca de 67,2% e 56,4%, na floresta e na pastagem, respectivamente (FIGURA 21).

Período seco-úmido

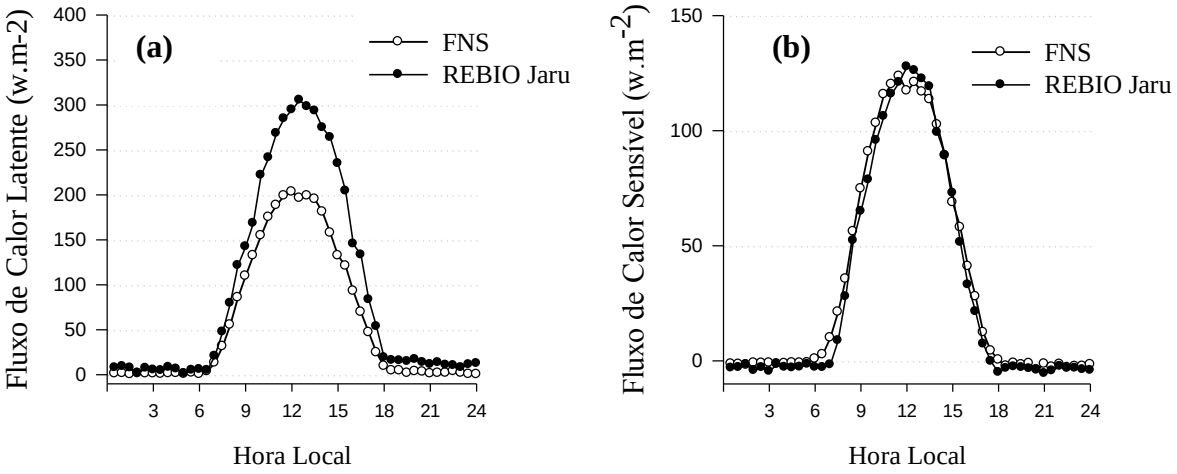

Figura 21 - Padrão diário do fluxo de calor latente(a) e fluxo de calor sensível(b)na REBIO Jaru e na FNS durante o período seco-úmido, nos anos de1999 a 2010.

As médias de Rn, λE e H nos dois ecossistemas durante os períodos úmido e seco estão apresentadas na Tabela 7, bem como uma síntese dos efeitos de mudança de cobertura no saldo de radiação e nos fluxos de energia. É notável que as condições meteorológicas da área florestada permanecem favoráveis ao longo dos dois distintos períodos, no entanto, durante o período seco os efeitos negativos sobre a região de pastagem são mais intensos, com exceção do λE que apresenta maior diferença durante o período chuvoso, devido ao maior índice pluviométrico da região de floresta.

Tabela 7 -Valores médios de Rn, λE e H em Wm^{-2} nos sítios experimentais, durante os períodos úmido e seco. P-F é a diferença absoluta entre os dois sítios e (P-F)/F (%) representa os efeitos das mudanças no uso do solo.

	Úmido			**Seco**		
Região	**Rn**	**λE**	**H**	**Rn**	**λE**	**H**
Pastagem	121,92	53,44	25,17	122,4	51,42	43,08
Floresta	136,08	105,59	22,57	147,9	78,69	36,30
P-F	-14,08	-52,15	2,6	-25,5	-27,27	6,78
(P-F)/F (%)	-10,35	-49,39	11,51	-17,24	-34,65	15,73

A diminuição do λE e o aumento do H na área de pastagem influi diretamente nas condições climáticas e de conforto termo-higrométrico da região, resultando em um clima mais seco e mais quente, em relação ao da floresta. Uma vez que não há abundância de água na atmosfera e no solo para as plantas, a energia que seria utilizada na evapotranspiração passa a atuar no aquecimento da atmosfera.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Uma sazonalidade bem definida foi evidenciada nos dois ecossistemas, principalmente na precipitação, na umidade específica do ar e no saldo de radiação. Os resultados numéricos denotaram efeitos das mudanças no uso do solo amazônico, como uma diminuição de 20% na precipitação.

Foi constatada uma diminuição de 20,7% (período úmido) e 11,97% (período seco) na umidade específica do ar. Um aumento de 23% no défice de umidade específica do ar também foi evidenciado em decorrência das mudanças de cobertura superficial.

A temperatura do ar não apresentou um padrão sazonal evidente, uma vez que a variação entre as estações foi tênue. Contudo, a amplitude térmica foi expressiva, especialmente no período seco em que a variação térmica entre o dia e a noite foi de 5,8ºC na região florestada e de 3,8ºC na região de pastagem.

O saldo de radiação na pastagem foi 10,35% (período úmido) e 7,24% (período seco) inferior ao da floresta.O fluxo de calor latente também apresentou um decréscimo de 49,39% no período chuvoso e de 34,65% no período seco em consequência da menor disponibilidade hídrica e ainda da menor quantidade de energia disponível na região de pastagem. O fluxo de calor sensível apresentou uma elevação de 11,51% (período úmido) e 15,73% (período seco).

A diminuição do calor latente pode tornar o clima mais seco, devido à diminuição na evapotranspiração e um aumento nas médias térmicas pode ser esperado, em decorrência da elevação do calor sensível. Assim, se torna evidente que as mudanças no uso do solo interferem diretamente no comportamento padrão do clima local e as florestas tropicais são fundamentais à manutenção da estabilidade climática regional.

REFERÊNCIAS

ALVES, M. A. S.; MACHADO, L. A. T.; PRASAD, G. S. S. D. Estudo da variabilidade da cobertura de nuvens altas na Amazônia Central. **Acta Amazônica**, v. 37, p. 71-80, 2007.

ANDRADE, N. L. R.; AGUIAR, R. G.; SANCHES, L.; ALVES, E. C. R. F.; NOGUEIRA, J. S. Partição do saldo de radiação em áreas de floresta Amazônica e Floresta de transição Amazônia-Cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24**,** p. 346-355, 2009.

AGUIAR, L. J. G.; COSTA, J. M. N.; FISCHER, G. R.; AGUIAR, R. G.; COSTA, A. C. L.; FERREIRA, Y. C. M. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica em áreas de floresta e pastagem no sudoeste da Amazônia.**Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, p. 215 - 224, 2011.

AGUIAR, R. G. **Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia**. 2005. 59f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) - Departamento de Física,Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá – MT, 2005.

AGUIAR, R. G.; RANDOW, C. V.; PRIANTE FILHO, N.;MANZI, A. O.; AGUIAR, L. J. G.; CARDOSO, F. L. Fluxosde massa e energia em uma floresta tropical no sudeste daAmazônia.**Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 248-257, 2006.

AYOADE, J. O. **Introdução a Climatologia para os trópicos**. Rio de Janeiro: Bertrand, 2006.

BARONA, E.; RAMANKUTTY, N.; HYMAN, G.; COOMES, O. T. The role of pasture and soybean in deforestation of the Brazilian Amazon. **Environmental Research Letters**, v. 5, p. 6-15, 2010.

BETTS, R.A.; COX, P.M.; HARRIS, C.; HUNTINGFORD, C.; JONES, C.D. The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazon forest dieback under global climate warming. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 157-175, 2004.

CHASE, T.N.; PIELKE, R.A.; KITTEL, T.G.F.; NEMANI, R.R.; RUNNING, S.W. Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter. **Climate Dynamics**, v.16, p. 93-106, 2000.

COCHRANE, M. A.; BARBER, C. P. Climate change, human land use and future fires in the Amazon.**Global ChangeBiology,** v. 15, p. 601-612, 2009.

COHEN, J.C.P.; BELTRÃO, J. C.; GANDU, A. W.; SILVA, R. R. Influência do desmatamento sobre o ciclo hidrológico na Amazônia. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3,p. 36-9, 2007.

CONTI, J. B. Considerações sobre as mudanças climáticas globais. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 16, p. 70-75, 2005.

CORREIA, F. W. S. Impacto das modificações da cobertura vegetal no balanço de água na Amazônia: um estudo com modelo de circulação geral da atmosfera(MCGA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, p. 136-154, 2006.

CORREIA, F. W. S.; MANZI, A. O.; CÂNDIDO, L. A.; SANTOS, R. M. N.; PAULIQUEVIS, T. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças de cobertura vegetal. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3, p. 39-43, 2007.

COSTA, M. H.; BIAJOLI, M. C.; SANCHES, L.; MALHADO, A. C. M.; HUTYRA, L. R.; ROCHA, H. R.; AGUIAR, R. G.; ARAÚJO, A. C. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? **Journal of Geophysical Research**, v. 115, p. 1-9, 2010.

CULF, A. D.; FISCH, G.; MALHI, Y.; NOBRE, C. A. The influence of the atmospheric boundary layer on carbon dioxide concentrations over a tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 85, p. 149-158,1996.

ELBERS, J. A. **Eddy correlation system: user manual version 2.0**. Alterra, Wageningen, The Netherlands, 1998. 39 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA; INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAS**. Levantamento de Informações de Uso e Cobertura da Terra na Amazônia.** 2011. Disponível em: http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod_Noticia=2654. Acessoem: 13 out. 2011.

EWERS, R. M.; LAURANCE, W. F.; SOUZA, C. M.Temporal fluctuations in Amazonian

deforestation rates.**Acta Amazônica**. v. 35, p. 303-310, 2009.

FEARNSIDE, P. M. As mudanças climáticas globais e a floresta amazônica. In: BUCKERIDGE, M. (Org.). **A Biologia e as Mudanças Climáticas Globais no Brasil.** São Paulo: Universidade de São Paulo, 2008a. p. 19-46.

FEARNSIDE, P. M. Desmatamento na Amazônia brasileira:história, índices e consequências. **Megadiversidade,** v. 1, p. 113-123, 2005.

FEARNSIDE, P. M. Uso da terra na Amazônia e as mudanças climáticas globais. **Revista da SociedadeEntomológica do Brasil,** v.10, p. 83-100, 2007.

FEARNSIDE, P. The Roles and Movements of Actors in the Deforestation of Brazilian Amazonia. **Ecology and Society,** v.13, p. 33-55, 2008b.

FISCH, G.; LEAN, J.; WRIGHT, I. R.; NOBRE, C. A. Simulações climáticas do efeito do desmatamento na região amazônica: estudo de um caso em Rondônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.12, p. 33-48, 1997.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F.; LYRA, R. F. F. NOBRE, C. A. DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. The convective boundary layer over pasture and Forest in Amazonia.**TheoricalandAppliedClimatology,** v. 78, p. 47-59, 2004.

FISCH, G.; VENDRAME, I. F.; HANAOKA, P. C. M. Variabilidade espacial da chuva durante o experimento LBA/TRMM 1999 na Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 37, p. 583-590, 2007.

FITZJARRALD, D. R.; SAKAI, R. K.; MORAES, O. L. L.; OLIVEIRA, R. C.; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J.; BELDINI, T. Spatial and temporal rainfallvariabilitynearteAmazon-Tapajós confluence. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, p.162-187, 2008.

FOLEY, J. A.; ASNER, G. P.; COSTA, M. H.; COE, M. T.; DEFRIES, R.; GIBBS, H. K.; HOWARD, E. A.; OLSON, S.; PATZ, J.; RAMANKUTTY, N.; SNYDER, P. Amazonia revealed: forest degradation andloss of ecosystem goods and services in the Amazon Basin. **Frontiers in Ecology and the Environment**, v. 5, p. 25-32, 2007.

FOLEY, J. A.; COSTA, M. H.; DELIRE, C.; RAMANKUTTY, N.; SNYDER, P. Green surprise: How terrestrial ecosystems could affect earth s climate. **Frontiers in EcologyandtheEnvironment**, v. 1, p. 38-44, 2003.

GOMES, J. B.; AGUIAR, R. G.; AGUIAR, L. J. G.; Estudo de variáveis meteorológicas em dois sítios experimentais em Rondônia. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 15., 2008. São Paulo. **Anais**... São Paulo: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2008. p. 1-5.

GOMES, J. B.; WEBLER, A. D.; SANTOS, D. J.; AGUIAR, L. J. G. A influência das friagens nas condições meteorológicas em uma área de floresta em Rondônia. In: Workshop de Micrometeorologia, 7., 2009. Santa Maria. **Anais**... Santa Maria: UFSM, 2009. p. 1-4.

GRECELLÉ, R. A.Rondônia: um estado essencialmente pecuário. 2008. Disponível em: http://www.fefa-ro.com.br/ronatural/mais/palestra_grecelle_ropecuaria.pdf. Acesso em: 15 de abril de 2011.

HODNETT, M. G.; OYAMA, M. D.; TOMASELLA, J.; MARQUES FILHO, A. O. Comparisons of long-term soil water storage behavior under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: **Amazonian deforestation and climate** (eds. J.H.C. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts, R. L. Victoria). Chichester: John Wiley, 1996. p. 57-77.

JACQUES, A. V. A. A queima das pastagens naturais - efeitos sobre o solo e avegetação**. Ciência Rural,** v. 33, p. 177-181, 2003.

LI,W.; FU, R.; DICKINSON, R. E. Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4. **JournalofGeophysicalResearch**, v. 111, p. 62-76, 2006.

LIBERATO, A. M.; CARDOSO, F. L. Análises da radiação de onda curta e onda longa na Amazônia. **Revista de Geografia**, v. 28, p. 169-182, 2010.

LONGO, M.; CAMARGO, R.; SILVA DIAS, M. A. F. Análise das características dinâmicas e sinóticas de um evento de friagem durante a estação chuvosa no sudoeste da Amazônia**. Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, p. 59-72, 2004.

LORENA, R. B. **Evolução do uso as terra em porção da Amazônia Ocidental (Acre), com uso de técnicas de detecção de mudanças**. 2001. 116f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.

MALHI, Y. The carbon balance of tropical forest regions, 1990–2005. **Environmental Sustainability,** v. 2, p. 237-244, 2010.

MARTIN, S. T.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; BAUMGARDNER, D.; CHEN, Q.; GOLDSTEIN, A. H.; GUENTHER, A.; HEALD, C. L.; MAYOL-BRACERO, O. L.; MCMURRY, P. H.; PAULIQUEVIS, T.; POSCHL, U.; PRATHER, K. A.; ROBERTS, G. C. R.; SALESKA, S. R.; SILVA DIAS, M. A.; SPRACKLEN, D. V.; SWIETLICKI, E.; TREBS, I. Sources and properties of Amazonian aerosol particles. **ReviewsofGeophysics**, v. 48, p. 1-42, 2010.

MARTINS, J. A. **Efeito dos núcleos de condensação na formação de nuvens e o desenvolvimento da precipitação na região amazônica durante a estação seca**. 198f. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) – Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. Mudanças climáticas e Amazônia. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3,p. 21-27, 2007.

OLIVEIRA, P.J.; ROCHA, E. J. P.; FISCH, G.; KRUIJT, B.; RIBEIRO, J. B. M.Efeitos de um evento de friagem nas condições meteorológicas na Amazônia: um estudo de caso. **ActaAmazônica**, v. 34, p. 613-619, 2004.

PFAFF, A.; WALKER, R. Regional interdependence and forest “transitions”: Substitute deforestation limits the relevance of local reversals. **Land Use Policy**, v. 27, p. 119–129, 2010.

PHILLIPS, O. L.; ARAGÃO, L.; LEWIS, S. L.; FISCHER, J. B.; LOYD, J.; LOPEZ-GONZALES, G.; MALHI, Y.; MONTEAGUDO, A.; PEACOCK, J.; QUESADA, C. A. Drought sensitivity of the Amazon rainforest. **Science, v.** 323, p. 1344-1347, 2009.

RICKENBACH, T. M. Nocturnal cloud systems and the diurnal cariation of clouds and rainfall in Southwestern Amazonia. **MonthlyWeather Review**, v. 132, p.1201-1219, 2004.

ROCHA, R. H.; MANZI, A. O.; CABRAL, O. M.; MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; SALESKA, S. R.; COUPE, N. R.; WOFSY, S. C.; BORMA, L. S.; ARTAXO, P.; VOURLITS, G., NOGUEIRA, J. S.; CARDOSO, F. L.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; FREITAS, H. C.; VON RANDOW, C.; AGUIAR, R. G.; MAIA, J. F.Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropicalforest to savanna in Brazil. **JournalofGeophysicalResearch**, v. 114, p. 1-8, 2009.

SALATI, E. Mudanças climáticas e o ciclo hidrológico na Amazônia. In: **Causas e dinâmica do desmatamento na Amazônia**. Ministério do Meio Ambiente, 2001, p.153-172.

SANTOS, D. J. **Determinação e validação do coeficiente de cultura e estimativa da evapotranspiração para gramínea *Brachiariabrizantha* no estado de Rondônia**. 42f. Monografia (Licenciatura em Matemática) – Departamento de Matemática e Estatística, Universidade Federal de Rondônia, Ji-Paraná-RO, 2010.

SANTOS E SILVA, C. M. Variáveis meteorológicas em ambiente degradado na Amazônia durante a transição da estação seca para a chuvosa.**EngenhariaAmbiental**, v. 7, p. 330-339, 2010.

SCHAEFER, J. S.; ECK, T. F.; HOLBEN, B. N.; ARTAXO, P.; DUARTE, A. F. Characterization of the optical properties of atmospheric aerosolsin Amazonia from long-term AERONETmonitoring (1993–1995 and 1999–2006). **JournalofGeophysicalResearch,** v. 113, p. 1-16, 2008.

SILVA DIAS, M. A. F. Meteorologia, desmatamento e queimadas na Amazônia: uma síntese de resultados do LBA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 190-199, 2006.

SILVA DIAS, M.A.F.; COHEN, J. C. P.; GANDU, A. W. Interações entre Nuvens, Chuvas e a Biosfera na Amazônia. **Acta Amazônica,** v. 35, p. 215-222, 2003.

SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P. L.; NOBRE, C. A.; FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A. O.; FUENTES, J. D.; ROCHA, H. R.; MARENGO, J.; PLANAFATTORI, A.; SÁ, L. D. A.; ALVALÁ, R. C. S.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Cloudandrain processes in a biosphere atmosphere interaction context in Amazon region. **JournalofGeophysicalResearch**, v.107, p. 131-152, 2002.

SILVA, R. A.; SILVA, V. P. R.; CAVALCANTI, E. P.; SANTOS, D. N. Estudo da variabilidade da radiação solar no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental,** v.14, p. 501-509, 2010.

SOARESFILHO, B. S.; NEPSTAD, D. C.; CURRAN, L.; CERQUEIRA, G. C.; GARCIA, R. A.; RAMOS, C. A.; VOLL, E.; MCDONALD, A.; LEFEBVRE, P.; SCHLESINGER, P.; MCGRATH, D. Cenários de desmatamentopara a Amazônia. **Estudos Avançados**, v. 19, p. 137-152, 2005.

SOUZA, E. B.; LOPES, M. N. G.; ROCHA, E. J. P.; SOUZA, J. R. S.; CUNHA, A. C.; SILVA, R. R.; FERREIRA, D. B. S.; SANTOS, D. M.; CARMO, A. M. C.; SOUZA, J. R. A.; GUIMARÃES, P. L.; MOTA, M. A. S.; MAKINO, M.; SENNA, R. C.; SOUZA, A. R. L.; MOTA, G. V.; KUHN, P. A. F.; SOUZA, P. F. S.; VITORINO, M. I. Precipitação sazonal sobre a Amazônia Oriental no período chuvoso: Observações **e** simulações regionais com o

REGCM3. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24,p. 111-124, 2009.
SOUZA FILHO, J. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; COHEN, J. C. P.; ROCHA, E. J. P. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, p. 318-330, 2006.

TOTA, J.;FISCH, G.; FUENTES, J.; OLIVEIRA, P. J.; GARSTANG, M.; REITZ, R.; SIGLER, J. Análise da variabilidade diária da precipitação em área de pastagem para a época chuvosa de 1999 – Projeto TRMM/LBA. **Acta Amazônica**, v. 30, p. 629-639, 2000.

VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P. J.; ZANCHI, F. B.; SILVA, R. L.; HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.;WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F. L.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **TheoricalandAppliedClimatology**, p. 1-22, 2004.

WEBLER, A. D.; AGUIAR, R. G.; AGUIAR, L. J. G.Características da precipitação em área de floresta primária e área de pastagem no Estado de Rondônia. **RevistaCiência e Natura,** v. Esp., p. 55-58, 2007.

YAMASOE, M. A.; VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; SCHAEFER, J. S.; ECK, T. F.; HOLBEN, B. N. Effect of smoke and clouds on the transmissivity of photosynthetically active radiation inside the canopy. **Atmospheric Chemistry Physics**, v. 6, p. 1645–1656, 2006.

YANG, S.; SMITH, E. A. Mechanism for diurnal variability of globaltropical rainfall observed for TRMM. **Journalof Climate**, v.19, p. 5190-5226, 2006.

ZANCHI, F. B.; WATERLOO, M. J.; AGUIAR, L. J. G.; VON RANDOW, C.; KRUIJT, B.; CARDOSO, F. L.; MANZI, A. O. Estimativa do Índice de Área Foliar (IAF) e Biomassa em pastagem no estado de Rondônia, Brasil. **Acta Amazônica**, v.39, p. 335-348, 2009.