

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



TESE DE DOUTORADO

AILTON MARCOLINO LIBERATO

**ESTUDO DE EVENTOS CLIMÁTICOS EXTREMOS NA AMAZÔNIA OCIDENTAL
E SEUS IMPACTOS NA HIDROVIA RIO MADEIRA**

Campina Grande, Agosto de 2014



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE

CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

TESE DE DOUTORADO

**ESTUDO DE EVENTOS CLIMÁTICOS EXTREMOS NA AMAZÔNIA
OCIDENTAL E SEUS IMPACTOS NA HIDROVIA RIO MADEIRA**

AILTON MARCOLINO LIBERATO

Campina Grande - PB

Agosto de 2014

AILTON MARCOLINO LIBERATO

**ESTUDO DE EVENTOS CLIMÁTICOS EXTREMOS NA AMAZÔNIA
OCIDENTAL E SEUS IMPACTOS NA HIDROVIA RIO MADEIRA**

Tese apresentada ao Curso de
Doutorado em Meteorologia da
Universidade Federal de Campina
Grande em cumprimento às exigências
para a obtenção do título de Doutor em
Meteorologia.

Área de concentração: **Meteorologia de Meso e Grande Escalas**

Subárea: **Climatologia**

Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito

(Orientador)

Campina Grande - PB

Agosto de 2014

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

- L695e Liberato, Ailton Marcolino.
 Estudo de eventos climáticos extremos na Amazônia Ocidental e seus impactos na hidrovia Rio Madeira / Ailton Marcolino Liberato. – Campina Grande, 2014.
 87 f.: il. color.
- Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2014.
- "Orientação: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito".
 Referências.
1. Precipitação. 2. Secas na Amazônia. 3. Níveis de Rios. 4. Rio Madeira. I. Brito, José Ivaldo Barbosa de. II. Título.

CDU 633.85(043)

AILTON MARCOLINO LIBERATO

ESTUDO DE EVENTOS CLIMÁTICOS EXTREMOS NA AMAZÔNIA OCIDENTAL E
SEUS IMPACTOS NA HIDROVIA RIO MADEIRA

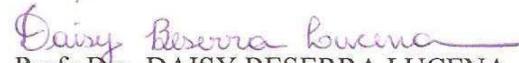
TESE APROVADA EM 29/08/2014

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dra. DAISY BESERRA LUCENA
Centro de Desenvolvimento Sustentável do Semiárido
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. ROBSON DE SOUZA NASCIMENTO
Centro de Ciências Agrárias
Universidade Federal da Paraíba

DEDICATÓRIA

Quando DEUS é a nossa companhia
Ao caminharmos na estrada da vida,
Há auxílio para cada problema
E graça para cada inquietação e luta.
E descobrimos que temos sido felizes
Ao longo de todo o caminho percorrido
Quando, pela fé, iniciamos a jornada
De mãos dadas com DEUS.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar eu agradeço a DEUS pela vida. Agradeço a DEUS pela minha família.

Agradeço a DEUS pela vida de cada pessoa que Ele colocou em meu caminho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia pela oportunidade de qualificar em nível de mestrado e doutorado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pelo apoio financeiro.

Ao Prof. Dr. JoséIVALDO Barbosa de Brito, meu orientador, pelo apoio em todos os momentos que precisei e por estar sempre disposto em ensinar.

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFCG pela atenção e ensinamentos ministrados.

A secretaria do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Divanete Cruz Rocha Farias, pela atenção e assistência prestada durante o curso.

RESUMO

A presente pesquisa teve por objetivo estudar os eventos climáticos extremos na Amazônia Ocidental (Acre, Amazonas, Roraima e Rondônia) e seus impactos no fluxo de carga na hidrovia Rio Madeira. Foram utilizados dados fluviométricos, precipitação e temperatura da superfície do mar (1990 a 2014). E aplicado o índice de chuva padronizado para classificar os anos secos na região. Os anos de 1997/1998, 2004/2005 e 2009/2010 foram classificados como anos muito secos. Os eventos de 1997/1998 e 2009/2010 apresentam características similares no Pacífico, com as condições de El Niño seguidas por uma rápida transição para condições de La Niña. Todos os três eventos foram marcados por TSM excessivamente quentes do Atlântico tropical norte. Particularmente em 2010, as temperaturas do mar atingiram os valores mais elevados na história na região do Atlântico tropical norte, que podem ter contribuído para o estabelecimento de uma circulação local meridional (célula de Hadley), com movimento vertical ascendente sobre o Atlântico norte e movimento vertical descendente (subsistência) sobre a Amazônia. A combinação das condições de El Niño no Pacífico com o aumento da TSM no Atlântico tropical norte reforçam as condições de subsistência sobre a Amazônia, as quais são desfavoráveis para ocorrência de precipitação. Em termos de extensão espacial da seca sobre a região Amazônica, a do ano de 1998 apresentou a maior área com déficit anormal de precipitação, seguido pelo ano de 2010 e, finalmente, pelo ano de 2005, quando as condições secas se restringiram à região sudoeste da Amazônia. Observou-se também redução no fluxo de carga na hidrovia Rio Madeira nos meses de julho, agosto e setembro de 2010.

Palavras-chave: Precipitação, secas na Amazônia, níveis de rios, Rio Madeira

ABSTRACT

This research aimed to study climate extremes in western Amazonia (Acre, Amazonas, Roraima and Rondônia) and their impact on load flow in the Madeira River waterway. Rio levels data were used, precipitation and sea surface temperature (1990-2014). And applied the standardized precipitation index to classify dry years in the region. The years 1998, 2005 and 2010 were classified as very dry years. The 1997 – 1998 and 2009 – 2010 events presented similar characteristics in the Pacific with El Niño conditions followed by a rapid transition to La Niña conditions. All three events were marked by excessively warm sea surface temperatures in the tropical North Atlantic. Particularly in 2010 sea surface temperatures reached the highest values in history in the tropical North Atlantic, contributing to the establishment of a local meridional Hadley circulation with upward vertical motion over the North Atlantic and downward vertical motion (subsidence) over the Amazon. The combination of El Niño conditions in the Pacific with warm sea surface conditions in the North Atlantic reinforce subsidence conditions in the Amazon, which are unfavourable to the occurrence of precipitation. Even though humidity existed in the tropical atmosphere, cloud formation was inhibited by subsidence. In terms of drought spatial extent over the Amazon, the year 1998 presented the largest area with abnormal precipitation deficit, followed by 2010 and 2005 when drought conditions were restricted to the southwestern Amazon. We also observed a reduction in the load flow in the waterway Madeira River in the months of July, August and September 2010.

Keywords: Precipitation, Amazon droughts, river levels, Rio Madeira

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AC - Acre

AM – Amazonas

ANA – Agência Nacional de Águas

ANTAQ – Agência Nacional de Transporte Aquaviários

AHIMOC – Administração das Hidrovias da Amazônia Ocidental

E – Leste

ENSO – El Niño-Oscilação Sul

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IME – Índice Multivariado do El Niño Oscilação Sul

IOS – Índice de Oscilação Sul

NW – Noroeste

NE – Nordeste

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

REMAR – Rede de Estações Meteorológicas Automática de Rondônia

RO – Rondônia

RR – Roraima

SEDAM – Secretaria de Estado do Desenvolvimento Ambiental

SENAMHI – Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia

Dirección de Hidrología

SDP – Sistema de Desempenho Portuário

SRTM - Shuttle Radar Topography Mission

TNAI – Tropical Northern Atlantic Index

TSAI – Tropical Southern Atlantic Index

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

W – Oeste

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Localização das Estações Meteorológicas na Amazônia Ocidental.....	21
Tabela 2 - Estações fluviométricas na Amazônia Ocidental.....	22
Tabela 3 - Descrição de bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5 com os correspondentes limites de bandas.....	23
Tabela 4 - Classificação dos períodos secos e úmidos.....	26
Tabela 5 – Anos considerados muito secos nos meses mais chuvosos e nos meses mais secos, em cada uma das quatro regiões, no período de 1990 a 2010. Sequência dos anos (ordem de intensidade de seca).....	30
Tabela 6 – Correlação de anomalias de precipitação nas regiões noroeste (NW), nordeste (NE), oeste (W) e leste (E), com anomalias da TSM do Oceano Pacífico, entre 1982 e 2010. Com significância estatística de 95%.....	42
Tabela 7 – Correlação de anomalias de precipitação nas regiões noroeste (NW), nordeste (NE), oeste (W) e leste (E), com anomalias da TSM do Oceano Atlântico Norte (ATN) e Sul (ATS), entre 1982 e 2010. Com significância estatística acima de 95%.....	42
Tabela 8 – Percentual da População Rural do Amazonas afetada e desalojada na cheia de 2009 e na seca de 2010. Fonte: Secretaria Nacional de Proteção e Defesa Civil.....	49
Tabela 9 - Anomalias da TSM (°C) de dezembro (D) de 2013 a maio (M) de 2014 nos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical e índices IME e IOS.....	64

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Principais regiões produtoras de soja em 2009 e malha viária de escoamento.....	12
Figura 2 - Localização das estações fluviométricas (quadrado cinza) e localização do município de Manaquiri no Estado do Amazonas (quadrado vermelho). Destaque em azul claro para o rio Madeira desde a nascente a sua foz.....	19
Figura 3 - Áreas analisada na Amazônia Ocidental para classificação de anos muito seco. Noroeste (NW), Nordeste (NE), Oeste (W) e Leste (E).....	25
Figura 4 - Média climatológica mensal da precipitação na Amazônia Ocidental.....	28
Figura 5 - Distribuição espacial da precipitação na Amazônia Ocidental nos meses de janeiro (J), fevereiro (F), março (M), abril (A), maio (M), junho (J), julho (J), agosto (A), setembro (S), outubro (O), novembro (N) e dezembro (D), referente à climatologia de 1980-2010.....	29
Figura 6 - (a) Série temporal da média anual da TSM no Atlântico tropical norte e sul, e (b) TSM no Oceano Pacífico (Niño 1+2, Niño 3 e Niño 3.4). A linha horizontal representa a climatologia para o período 1982 a 2010 da média anual da TSM, sendo 26,8°C para o Atlântico norte tropical, 25°C para o Atlântico sul, 23°C para o Niño 1+2, 26° para o Niño 3 e 27° para o Niño 3.4.....	32
Figura 7 - Evolução mensal: (a) da TSM do Niño 3.4 (média da TSM na área 5°N-5°S; 120°W-170°W); (b) da TSM no Atlântico tropical norte (média da TSM na área 5°N-25°N; 20°W-70°W) para 1997/98 (linha sólida azul), 2004/05 (linha sólida verde) e 2009/10 (linha sólida vermelha). A climatologia de 1980 – 2010 é representada com uma linha sólida preta para o Niño 3.4 e Atlântico Norte.....	34
Figura 8 - Anomalias de precipitação observada nos meses de janeiro (J), fevereiro (F), março (M), abril (A), maio (M), junho (J), julho (J), agosto (A), setembro (S), outubro (O), novembro (N) e dezembro (D) de 1998.....	36
Figura 9 - Anomalias de precipitação observada no mês de dezembro (D) de 2004, janeiro (J), fevereiro (F), março (M), abril (A), maio (M), junho (J), julho (J), agosto (A), setembro (S), outubro (O), novembro (N) de 2005.....	37
Figura 10 - Anomalias de precipitação observada no mês de dezembro (D) de 2009, janeiro (J), fevereiro (F), março (M), abril (A), maio (M), junho (J), julho (J), agosto (A), setembro (S), outubro (O), novembro (N) de 2010.....	39
Figura 11 - Anomalias de precipitação anual observadas durante os anos de 1998, 2005 e 2010.....	41
Figura 12 - Níveis de água nos principais rios da Amazônia Ocidental durante a seca de 1997/1998, 2004/2005 e 2009/2010.....	46
Figura 13 - Ciclo anual do nível do rio Solimões (metro) em Manacapuru no estado do Amazonas, dado pela média mínima mensal do nível do rio de janeiro a	

dezembro. A linha sólida preta representa o ciclo anual do nível do rio construído pela média de longo prazo (climatologia) para cada mês do ano de 1980 a 2010. A linha sólida azul representa o nível médio mensal do rio de junho de 1997 a dezembro de 1998. A linha sólida verde representa o nível médio mensal do rio de junho de 2004 a dezembro de 2005. A linha sólida vermelha representa o nível mensal do rio de junho de 2009 a dezembro de 2010..... 52

Figura 14 - Localização do município de Manaquiri no estado do Amazonas. Linha sólida vermelha representa o rio Manaquiri. O ponto vermelho representa a localização da estação fluviométrica no município de Manacapuru no rio Solimões (o fundo do rio esta a 7 metros em relação ao nível do mar). O ponto preto representa a foz do rio Manaquiri (o fundo do rio esta a 10 metros em relação ao nível do mar)..... 53

Figura 15 - Vazante e cheia no município de Manaquiri no estado do Amazonas. Fonte: Fotos cedidas pela Defesa Civil do Município de Manaquiri – AM..... 54

Figura 16 - Composição das sete bandas do Mapeador Temático do satélite Landsat 5 na órbita 231 e ponto 62, para os dias 27 de novembro de 1984 (a), 27 de outubro de 1997 (b), 30 de agosto de 2005 (c), 01 (d) e 17 (e) de outubro de 2005, 10 de setembro de 2009 (f) e 29 de novembro de 2009 (g). O círculo em preto nas imagens apresenta a localização da sede do município de Manaquiri (AM)..... 56

Figura 17 - Anomalia de precipitação na Bolívia e nível de água no rio Madeira em Porto Velho durante a cheia de 2014. As linhas contínuas amarela, laranja e vermelha, representam as cotas de atenção, alerta e inundação, respectivamente..... 60

Figura 18 - Alagamento devido à cheia no rio Madeira em 2014. (a) Distrito do município de Porto Velho e (b) BR 364 no sentido Acre submersa. Fonte: Defesa Civil de Rondônia..... 61

Figura 19 - Destino da soja de Rondônia e noroeste do Mato Grosso..... 66

Figura 20 - Destino do milho produzido em Rondônia e noroeste do Mato Grosso.... 66

Figura 21 - Fluxo de carga no sentido Porto Velho – Itacoatiara/Manaus por grupo de mercadoria..... 67

Figura 22 - Fluxo de carga no sentido Manaus/Itacoatiara – Porto Velho por grupo de mercadoria..... 68

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. OBJETIVOS.....	3
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1 VARIABILIDADE E TENDÊNCIAS CLIMÁTICAS NA AMAZÔNIA.....	4
2.2 EVENTOS EXTREMOS NA AMAZÔNIA.....	7
2.3 HIDROVIA DO RIO MADEIRA.....	10
2.4 SISTEMAS DE GRANDE ESCALA QUE ATUAM NA AMAZÔNIA.....	12
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	19
3.1. ÁREA DE ESTUDO.....	19
3.2. DADOS.....	21
3.2.1 Dados de precipitação.....	21
3.2.2 Dados fluviométricos.....	22
3.2.3 Dados de índice do oceano.....	22
3.2.4 Dados de satélite.....	22
3.2.5 Dados de fluxo de carga.....	23
3.3. METODOLOGIA.....	24
3.3.1 Análise estatística.....	24
3.3.2 Classificação de seca.....	25
3.3.3 Análise de eventos extremos em Manaquiri.....	26
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	27
4.1 VARIABILIDADE ESPACIAL DA PRECIPITAÇÃO.....	27
4.2. CLASSIFICAÇÃO DE ANOS SECO.....	30
4.2.1 Relação da precipitação com a TSM do Atlântico e Pacífico.....	30
4.2.2 Correlações da TSM e precipitação.....	41
4.3 NÍVEIS DOS PRINCIPAIS RIOS DA AMAZÔNIA OCIDENTAL EM 1998, 2005 E 2010.....	43
4.4 ANÁLISE DE CHEIA E VAZANTE NO MUNICÍPIO DE MANAQUIRI.....	50

4.7. CHEIA RECENTE NO RIO MADEIRA.....	57
4.8. ANÁLISE DO FLUXO DE CARGA NA HIDROVIA RIO MADEIRA.....	64
5. CONCLUSÕES.....	71
6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	73
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	74

1. INTRODUÇÃO

A Bacia Amazônica se estende desde a cordilheira dos Andes até o Oceano Atlântico, entre as latitudes de 5°N e 20°S, abrangendo uma área de 6.000.000 km². Sendo formada pelo Planalto das Guianas e Planalto Central (44%), Planície Amazônica (45%) e Cordilheira dos Andes (11%), abrange sete países: Brasil (63%), Peru (16%), Bolívia (12%), Colômbia (6%), Equador (2%), Venezuela e Guiana (1%). Ela contribui com 15% de água doce para o oceano e tem uma vazão de 209.000 m³/s (MOLINIER et al., 1996).

É uma das regiões com os mais altos valores anuais de precipitação do mundo, e fonte importante de vapor d'água para a atmosfera (JOHNSON, 1976; RATABONA, 1976; SALATI et al., 1978; FIGUEROA e NOBRE, 1990). Contudo, há registros históricos de secas extensas na bacia Amazônica, relacionados a eventos de El Niño (MARENGO et al., 2010), e podem ter sido substancialmente mais graves do que os ocorridos em 1982-83 e 1997-98. A seca mais antiga na região, documentada na literatura, ocorreu no período de 1925-26 (MEGGERS, 1994; STERBERG, 1968, 1987; WILLIAMS et al., 2005) e esteve ligado também, ao fenômeno El Niño. Em 1926, as chuvas no centro-norte da Amazônia brasileira e no sul da Venezuela foram cerca de 50% abaixo da normal climatológica. E durante essa seca específica, extensos incêndios ocorreram na Venezuela e na área acima da bacia do rio Negro. Foram registradas temperaturas do ar acima da normal climatológica nas cidades da Amazônia venezuelana e no norte do Brasil, sendo plausível que a seca na parte norte da bacia do rio Negro em 1925 também tenha contribuído para a grande seca de 1926, devido à redução da umidade do solo (WILLIAMS et al., 2005).

A forte estiagem no norte da Amazônia durante o El Niño de 1997-98 foi mais intenso que o ocorrido em 1982-83 (NEPSTAD et al., 1999). As chuvas de 1998 foram insuficientes para repor a umidade extraída do solo durante a estação seca de 1997, e,

segundo os registros pluviométricos entre setembro de 1997 a março de 1998 a precipitação foi de 30,6 mm e, o número de dias com chuva foi 17 em sete meses. Ou seja, choveu 9% da média climatológica para o período, que é de 397,1 mm, com isso, ocorreu redução na umidade do ar na região, aumentando as queimadas agrícolas e o acúmulo de fumaça, contribuindo significativamente para o aumento de incidência de infecções respiratórias (NEPSTAD et al., 1999).

Seis anos após, grandes áreas do sudoeste da Amazônia sofreram com a seca de 2005, considerada a mais intensa dos últimos cem anos (LI et al., 2011; MARENGO et al., 2011; SAMANTA et al., 2010), e também com seca de 2010 (XU et al., 2011; POTTER et al., 2011; LEWIS et al., 2011). A seca afetou gravemente a população ribeirinha ao longo do canal principal do rio Amazonas, como também os rios Negro, Madeira, Purus e Juruá. Os níveis fluviais chegaram aos mais baixos da história, e a navegação ao longo desses rios teve que ser suspensa, isolando vilarejos e afetando o turismo e as moradias ao longo dos rios (MARENGO et al., 2011). Com isso, fica claro que os eventos climáticos extremos de seca assumem importância significativa no cotidiano da população da região, quer seja por sua frequência/intensidade de ocorrência ou pela vulnerabilidade socioambiental

Segundo Oliveira et al. (2012) a intensidade desses eventos soma-se a dificuldade de gerenciamento de planos para adaptação e a atuação de seus efeitos, devido a impossibilidade de prevê-los com exatidão, pois são anomalias que flutuam sobre um padrão médio. As cheias e vazantes intensas nos rios que escoam pelos Estados do Acre, Amazonas e Rondônia, afeta principalmente comunidades localizadas nas margens dos rios. No período de grandes vazantes ocorre escassez d'água, redução na produção de peixes e dificuldades no transporte hidroviário. Por outro lado, no período de grandes cheias, ocorre inundação de residências e de áreas agrícolas.

O cotidiano das comunidades ribeirinhas é alterado em virtude das estiagens prolongadas que reduzem o nível de água dos rios da região, e das enchentes atípicas que vem ocorrendo em intervalos de tempos cada vez mais curtos, especialmente, no município de Manaquiri no Estado do Amazonas (OLIVEIRA et al., 2012), que é vulnerável as cheias e vazantes do rio Solimões. É importante salientar que o transporte fluvial é o principal meio utilizado para o abastecimento das comunidades do interior do Amazonas, e a hidrovia rio Madeira assume uma posição estratégica para o fluxo de cargas entre Porto Velho e Manaus.

A recente cheia de 2014 no rio Madeira, afetou várias comunidades no município de Porto Velho e Guajará-Mirim no Estado de Rondônia, isolou o Estado do Acre com o fechamento da BR 364 e inundou várias residências ao longo do rio.

1.1. OBJETIVOS

Diante do exposto, este trabalho teve como objetivo geral estudar os eventos climáticos extremos ocorridos na Amazônia Ocidental nos últimos vinte anos, e seus impactos no fluxo de carga na hidrovia rio Madeira, como também no município de Manaquiri no Estado do Amazonas.

Tendo como objetivos específicos:

1. Analisar a variabilidade da precipitação na região;
2. Classificar os anos muito secos;
3. Analisar os períodos de cheias e vazantes nos rios Branco, Madeira, Purus, Juruá, Solimões e Negro;
4. Analisar os eventos de cheia e vazante no município de Manaquiri;
5. Analisar o fluxo de carga na hidrovia do rio Madeira.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 VARIABILIDADE E TENDÊNCIAS CLIMÁTICAS NA AMAZÔNIA

A região Amazônica desempenha um papel crucial no clima da América do Sul, devido seu efeito no ciclo hidrológico e na regulação da umidade. Estima-se que entre 30% e 50% das precipitações pluviométricas na bacia Amazônica consistem em evapotranspiração reciclada pela própria região (MOLION, 1975; SALATI, 1987; ELTAHIR e BRÁS, 1994). Marengo et al. (2012) afirma que a umidade produzida na Bacia Amazônica contribui com a precipitação na Bacia do Prata.

No entanto, a cobertura vegetal da região amazônica vem sendo substituída por áreas agrícolas e pastagens durante as últimas cinco décadas, ocasionando alteração no micro-clima local, principalmente na temperatura e precipitação pluviométrica. Dados do IPCC (2007a) mostram que o planeta sofreu um aumento médio de temperatura da ordem de 0,64 °C nos últimos cinquenta anos. Temperaturas mais altas foram registradas em períodos diurnos e noturnos na Amazônia (VICTORIA et al., 1998; MARENGO, 2003).

Estudos observacionais não mostraram sinais evidentes de tendências negativas nas precipitações na Amazônia (MARENGO, 2004; 2009; OBREGON e MARENGO, 2007; SATYAMURTY et al., 2009), apesar do estudo de Li et al. (2008) ter detectado uma tendência significativa para condições mais secas na região sul da Amazônia nos últimos trinta anos do século XX. Contudo, a detecção de tendência unidirecional pode depender da duração da série temporal. Estudos realizado por Marengo et al. (2011) utilizando dados de precipitação das estações localizadas na região Amazônica, para o período de 1951-2005 e 1981-2005, mostram dificuldades em detectar tendências regionais, indicando que há mais casos de aumento das chuvas no norte da Amazônia a partir de 1980, enquanto uma diminuição das precipitações é uma característica das áreas mais ao sul da Amazônia. Ainda de acordo com Marengo et al. (2011) durante o período de 1951-2005, devido à falta

de regularidade das medições, assim como tendências em relação às condições mais secas ou mais úmidas, dificultam as conclusões sobre as tendências em toda a Amazônia.

Segundo Marengo et al. (2011) obter estimativas confiáveis sobre as tendências das precipitações na Amazônia é um desafio significativo, devido ao número reduzido de estações meteorológicas distribuídas na região. Marengo (2009) indica que, para a Amazônia, mais importante do que qualquer tendência linear é a presença de variações de uma década para outra nas precipitações, como a escala de variabilidade decenal. Essa variabilidade pode ajudar a explicar algumas das tendências das condições mais secas ou mais úmidas registradas. Por exemplo, o período de 1945-1976 foi relativamente úmido e o de 1977-2000, relativamente seco na Amazônia, ambos em fase com a Oscilação Decenal do Pacífico (frio/quente). Segundo Li et al. (2008) medições realizadas durante esse período mostraram uma transição de condições mais úmidas para mais secas e podem ajudar a explicar a aparente tendência de seca a curto prazo no sul da Amazônia. A forte redução da precipitação na Amazônia Ocidental observada entre 1951 e 1990 foi modulada por uma oscilação decenal (MARENGO, 2004). Variações como essas são atribuídas à variabilidade climática que ocorre a cada década no Oceano Pacífico, que afeta as precipitações na Amazônia por meio de mudanças na circulação atmosférica. A variabilidade decenal observada no clima ocorre de forma natural, independentemente das mudanças causadas pelo homem.

Assim como a variabilidade decenal nas precipitações da Amazônia, há também variações de ano para ano, conhecidas como variabilidade climática interanual. Nas escalas interanuais, o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) - cujo centro está no Oceano Pacífico tropical, mas tem alcance mundial - foi reconhecido como um dos maiores padrões que afetam o clima da Amazônia (MARENGO et al., 2011). Foram registrados

períodos de secas durante alguns eventos intensos do El Niño, como em 1912, 1926, 1983 e 1998 (RONCHAIL et al., 2002; MARENGO, 2004; MARENGO et al., 2008a).

A seca de 2010 começou durante um evento do El Niño no início do verão austral daquele ano e depois tornou-se mais intensa durante o evento de La Niña. A precipitação abaixo da média no verão, que pode ser associada ao El Niño, fez baixar o nível dos rios no outono austral. Entretanto, durante a seca de 2010, também ocorreram, temperaturas mais elevadas do que o normal na superfície do mar no norte do Atlântico tropical, o que anteriormente havia sido associado a eventos de seca ocorridos durante os anos sem El Niño, como 1964 e 2005 (COX et al., 2008; GOOD et al., 2008; MARENGO et al. 2008a, b; TOMASELLA et al., 2013). Com isso, fica claro que a Amazônia influencia e é influenciado pelo sistema climático global. A variabilidade climática, particularmente nos Oceanos Pacífico ou Atlântico tropicais, podem acarretar variações no clima da Amazônia (FU et al., 2001).

Segundo Chen et al. (2001) ainda não está muito claro se essas variações que ocorrem naturalmente no clima da Amazônia podem contrabalançar ou amenizar os efeitos do desmatamento ou das mudanças climáticas causadas pelo homem. Não há razão para esperar que as variações naturais ocorram independentemente das mudanças climáticas causadas pelo homem. Pode ser que as variações naturais se sobreponham a uma tendência do clima ou que as mudanças climáticas possam afetar as características dos ciclos de variabilidade do clima. Por exemplo, é provável que as mudanças climáticas afetem os processos que controlam o comportamento do ENOS, o que pode modificar aspectos tais como a magnitude, a frequência ou o período dos episódios El Niño/La Niña (MARENGO et al., 2011). Entretanto, os processos que controlam o comportamento e os impactos do ENOS interagem de modo complexo e podem intensificar ou contrabalançar um ao outro. E segundo Collins et al. (2010) não está claro como o ENOS se comportará no futuro.

2.2 EVENTOS EXTREMOS NA AMAZÔNIA

Segundo Malhi et al. (2008) vários modelos de circulação global indicam um aumento na frequência e intensidade de secas na Amazônia, devido as ações antropogênicas e emissões de gases de efeito estufa. Grandes extensões do sudoeste da Amazônia sofreram uma das secas mais intensas dos últimos cem anos, e foi estudada a partir de perspectivas meteorológicas (ZENG et al., 2008; MARENGO et al., 2008 a, b; COX et al., 2008), ecológicas (SALESKA et al., 2007; PHILLIPS et al., 2009; SAMANTA et al., 2010), hidrológicas e humanas (BROWN et al., 2006; ARAGÃO et al., 2008; BOYD, 2008; TOMASELLA et al., 2013). A seca apresentou um padrão diferente daqueles relacionados ao fenômeno El Niño dos anos de 1926, 1983 e 1997-1998, sendo afetada pelas temperaturas elevadas no Atlântico Norte tropical, o que efetivamente desloca os ventos alísios, juntamente com a umidade, em direção ao norte. Segundo Marengo et al. (2011) as chuvas na Amazônia Ocidental e Meridional durante o verão austral de 2005 aproximaram-se de 100 mm/mês abaixo da média de longo prazo, que é de 200 a 400 mm/mês, enquanto que, na mesma região, excedentes acima de 100 mm/mês foram registrados durante o verão extremamente úmido de 2009.

Segundo Marengo et al. (2011) a enchente ocorrida em 2009 na Amazônia, foi resultado de chuvas extraordinariamente fortes na Região Norte do Brasil e que estiveram, em geral, associadas às temperaturas mais altas que o normal na superfície do mar no Oceano Atlântico Sul tropical, condições quase opostas às observadas durante a seca de 2005. Essas águas excepcionalmente quentes mantiveram por um período mais longo a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) mais ao sul de sua posição média climatológica, facilitando o transporte de umidade para a Bacia Amazônica. Dessa forma, o transporte intenso de umidade do Atlântico tropical para a região Amazônica persistiu por mais tempo. A precipitação sobre a Amazônia Central e Ocidental foi quase 100%

acima da normal climatológica para o período de verão e parte do outono austral de 2009, o que elevou extraordinariamente o nível dos rios durante o outono e o inverno (MARENGO et al., 2008b).

Em 2010 a Amazônia voltou a ser afetada com uma intensa seca, abrangendo o noroeste, centro e sudoeste da Amazônia, incluindo partes da Colômbia, Peru e norte da Bolívia (LEWIS et al., 2011). Há indícios de que esta seca possa estar associada a temperaturas mais altas na superfície do Oceano Atlântico Norte (MARENGO et al., 2011). Além disso, a temperatura do ar na Amazônia, em 2010, foi mais elevada que a média. Entretanto, as características espaciais da seca de 2010 foram diferentes daquelas de 2005 (LEWIS et al., 2011). A seca de 2005 foi mais intensa no sudoeste da Amazônia, enquanto que a seca de 2010 foi mais pronunciada na região que se estende da Amazônia Ocidental até a Amazônia Oriental (MARENGO et al., 2011).

Segundo Tomasella et al. (2013) os níveis de água no rio Negro chegaram a 29,75m no Porto de Manaus em 2009, ultrapassando o recorde anterior de 29,69 m registrado em 1953. A elevação do nível das águas teve impacto direto e prolongado sobre a vida, a saúde e a economia das comunidades que vivem às margens do rio ou em áreas urbanas de cidades como Manaus. Segundo o mesmo autor, durante a enchente de 2009 na Amazônia, houve graves problemas de saúde pública, como a ocorrência de casos de leptospirose e de doenças transmitidas pela água, danos à infraestrutura e às propriedades e, quanto à educação, crianças e professores ficaram incapacitados de chegar à escola. E a biodiversidade da Amazônia, segundo Marengo et al. (2011) foi igualmente afetada e muitas espécies ameaçadas de extinção atingiram o ponto crítico.

Logo após a enchente de 2009, houve outra seca intensa, e o nível do Rio Negro caiu para 13,63 m em vinte e quatro de dois mil e dez em Manaus, um valor ainda menor que o anterior de 13,64 m em 1963, o nível mais baixo até então registrado. A atividade

pesqueira e o abastecimento de água na região ficaram comprometidos em consequência dos níveis extremamente baixos do rio. Os jornais locais informaram que a produção pesqueira, que normalmente é de cerca de 10 toneladas/mês, caiu para 1 tonelada/mês em razão da seca (MARENGO et al., 2011).

A seca de 2005 teve efeitos devastadores sobre as populações ribeirinhas ao longo do principal canal do Rio Amazonas e seus afluentes (DAVIDSON et al., 2012). Os níveis dos rios atingiram os menores valores observados em sua história e a navegação ao longo dos canais teve que ser suspensa. A queda nos níveis dos rios e a seca dos lagos das planícies aluviais levaram à alta mortalidade de peixes, o que afetou as populações para as quais a pesca constitui um meio de subsistência (OLIVEIRA et al., 2012).

As condições secas tiveram impacto direto sobre a Floresta Amazônica, causando a mortalidade de árvores (DAVIDSON et al., 2012; XU et al., 2011; BRANDO et al., 2010). A seca de 2005 deixou milhares de pessoas sem alimentos e as redes de transporte, a agricultura e a subsistência foram afetadas, e a geração de energia hídrica ficou comprometida (MARENGO et al., 2012a). A seca teve impactos imediatos, mas trouxe também problemas indiretos e prolongados para as populações e os ecossistemas.

A Amazônia está periodicamente sujeita a enchentes e secas, mas esses exemplos recentes destacam a vulnerabilidade das populações ribeirinhas e dos ecossistemas dos quais elas dependem aos atuais eventos climáticos extremos (OLIVEIRA et al., 2012). Se o risco de eventos climáticos extremos aumentarem devido ao aquecimento do clima, os tipos de impactos aqui descritos serão esperados com mais frequência (IPCC, 2007b). No entanto, a magnitude de um evento não representa necessariamente um conjunto de impactos diretos. Além das características físicas próprias do evento (magnitude, assinatura espacial, condições anteriores, etc.), a gravidade dos impactos pode depender das estruturas usadas para controlar o evento e suas consequências.

2.3 HIDROVIA DO RIO MADEIRA

A hidrovia do Rio Madeira está localizada em uma posição estratégica, na Amazônia Ocidental, e contribuiu significativamente para construção do Forte Príncipe da Beira (1776-1783) na fronteira do Brasil com a Bolívia, no município de Costa Marques (RO), como também para construção da Estrada de Ferro Madeira-Mamoré (1906-1912) entre Porto Velho e Guajará-Mirim no Estado de Rondônia, e para formação e construção da Capital Porto Velho (RO) em 1907 (OLIVEIRA, 2002).

A sub-bacia do rio Madeira nasce nos Andes boliviano e peruano, e banha os estados de Mato Grosso, Rondônia e Amazonas. Recebe o nome de rio Madeira, na cidade de Guajará-Mirim no estado de Rondônia, pela confluência dos rios Beni (e seu afluente Madre de Dios) e Mamoré (e seu afluente Guaporé), na fronteira entre Brasil e Bolívia. A partir desse ponto estende-se por cerca de 1.425 quilômetros até a foz no Rio Amazonas, próximo a Itacoatiara (AM) (AHIMOC, 1996). Tendo como principais afluentes, os rios Abunã e Ji-Paraná, em Rondônia, e Aripuanã, no estado do Amazonas.

Atualmente é a principal hidrovia da AHIMOC (Administração das Hidrovias da Amazônia Ocidental), sendo uma importante via de escoamento de cargas do noroeste do Mato Grosso (Figura 1), principalmente de grãos como a soja e o milho, integrando a região aos grandes portos ao longo do rio Amazonas por onde essas cargas podem ser exportadas. A hidrovia apresenta redução no custo de transporte, aumentando a viabilidade da produção numa faixa de 900 quilômetros (COSTA, 1997).

Segundo Kussano (2010) como o fluxo de caminhões é intenso no período pós-colheita, a cada safra é possível acompanhar nas estradas os altos índices de perda de grãos durante a sua movimentação. O autor ainda informa que, além dos problemas rodoviários, a malha de transportes ferroviários e hidroviários também apresenta sérias deficiências. Não bastasse os problemas de transporte, a estrutura de armazenagem nacional é

inadequada, principalmente dentro das propriedades rurais. Este problema obriga grande parte dos produtores a escoarem sua produção logo após a colheita, período em que os preços são baixos e o custo dos fretes está mais alto. Além disso, gera-se uma sobrecarga nas estruturas viárias e portuárias do País em períodos curtos de tempo.

No caso de cargas agrícolas, as quais normalmente possuem baixo valor unitário agregado, o impacto dos custos logísticos no custo final do produto é significativo. Os custos de transporte para a soja podem chegar a 25% do valor do produto, enquanto os do café, por exemplo, são de 2% e os do suco de laranja de 1% (CAIXETA FILHO, 1996).

Atualmente, os principais tipos de cargas que escoam descendo o Rio Madeira são: soja, semi-reboque baú, açúcar, veículos terrestres, milho, contêiner e cargas diversas; e subindo o rio são: fertilizantes e adubos, semi-reboque baú, caminhão, combustíveis e óleos minerais, produtos químicos orgânicos e contêineres. No entanto, durante o período de grandes vazantes no Rio Madeira, ocorre redução no fluxo de cargas e aumenta no tempo de viagem das balsas pela hidrovia. Portanto, a variabilidade interanual do clima, principalmente da precipitação, é fator preponderante para fluxo de carga do Rio Madeira.

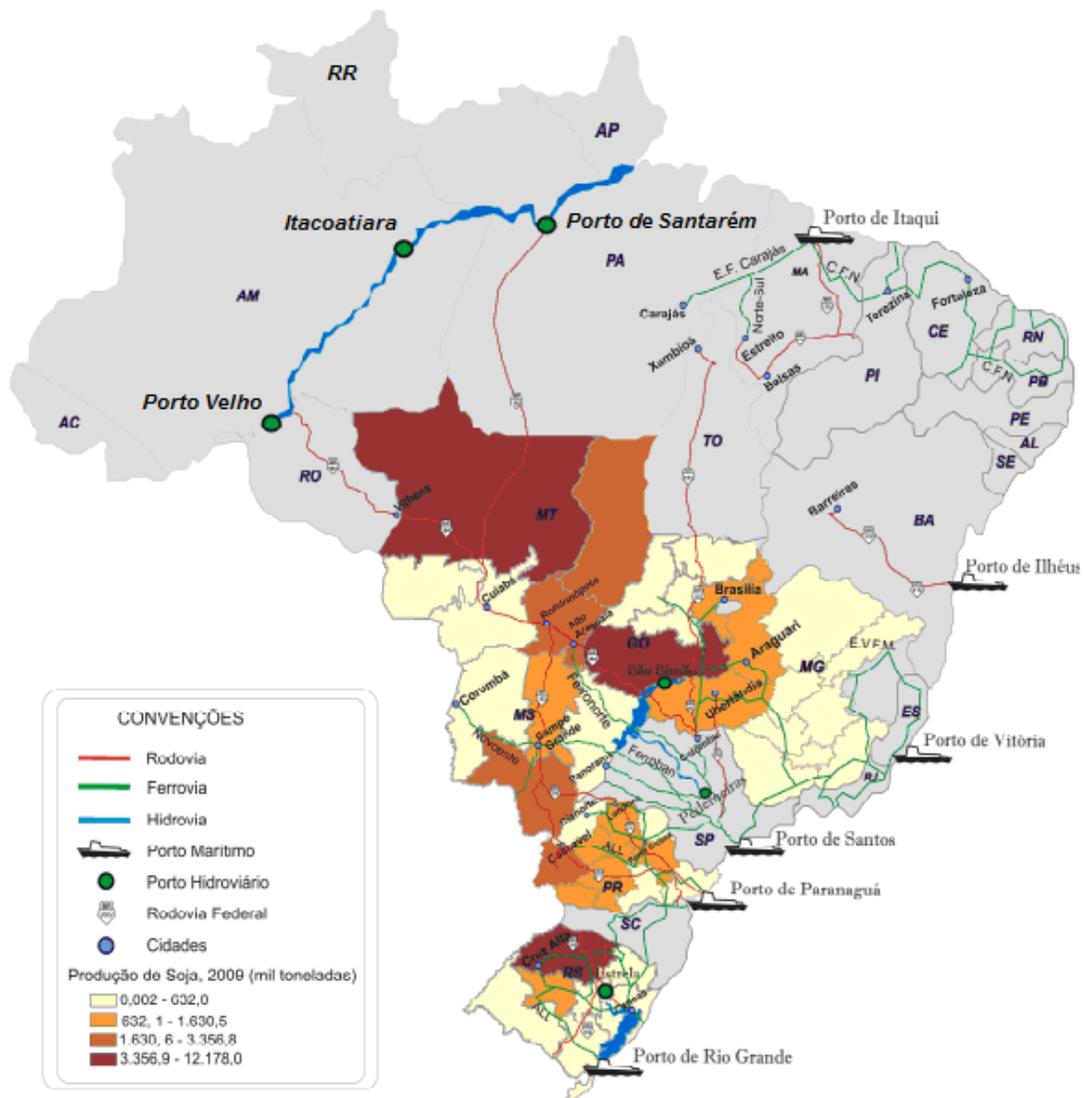


Figura 1 - Principais regiões produtoras de soja em 2009 e malha viária de escoamento.
 Fonte: Oliveira (2011)

2.4 SISTEMAS DE GRANDE ESCALA QUE ATUAM NA AMAZÔNIA

A intensa convecção sobre a Amazônia é regulada principalmente por características atmosféricas de grande escala, tais como a Zona de Convergência Intertropical, a circulação de Hadley, a circulação de Walker, a oscilação intrassazonal de 30 a 60 dias e por sistemas meteorológicos como a penetração de frentes frias extratropicais e as linhas de instabilidade tropical. Ao mesmo tempo, a importância da retroalimentação da superfície terrestre-atmosfera sobre a hidroclimatologia da Amazônia

não pode ser subestimada. A atuação desses sistemas é complexa, ainda mais se considerando a interação entre eles. A seguir são descritas algumas características destes sistemas (OBREGÓN, 2013).

2.4.1 ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é um dos sistemas meteorológicos mais importantes da circulação geral da atmosfera que atua em escala planetária sobre a região equatorial. Localiza-se no ramo ascendente da célula de Hadley, transferindo calor e umidade dos baixos níveis da atmosfera das regiões tropicais para os altos níveis da troposfera e para as latitudes médias e altas (WEBSTER, 2004). Do ponto de vista dinâmico, é uma extensa região de convergência de escoamentos em baixos níveis dos dois hemisférios, associada a baixas pressões e divergência de fluxos em altos níveis, tornando-se a principal fonte de precipitação nos trópicos.

Sobre o Atlântico tropical, as baixas pressões associadas a uma banda de nebulosidade e chuvas que se estendem no sentido leste-oeste são produtos da convergência dos ventos alísios de nordeste, oriundos do sistema de alta pressão ou anticiclone subtropical do Atlântico norte, e dos ventos alísio de sudeste, proveniente do sistema de alta pressão ou anticiclone subtropical do Atlântico sul. A ZCIT move progressivamente para os hemisférios de primavera/verão. Tendo sua posição limite no hemisfério norte, em agosto-setembro (10°N-14°N), e alcança sua posição limite do hemisfério sul durante os meses de março-abril (aproximadamente 4°S) (HASTENRATH e LAMB, 1977).

As condições climáticas, em particular as da região da costa nordeste da Amazônia, estão fortemente relacionadas à ZCIT (MOLION, 1987), responsável pelo máximo secundário da precipitação total anual sobre a Amazônia, observado na foz do rio Amazonas (HASTENRARTH e HELLER, 1977). Em associação, atuam também as

circulações locais relacionadas às linhas de instabilidade, forçadas pela circulação de brisa marítima (COHEN et al., 1995).

Alguns autores mencionam a existência de uma ZCIT continental durante o verão austral (TREWARTHA, 1961; RATISBONA, 1976), porém o escoamento na baixa troposfera, proveniente dos dois hemisférios, parece misturar-se lateralmente e verticalmente por causa da grande atividade convectiva, sem manter uma zona de confluência nítida (TALJAARD, 1972). Essa condição é muito diferente, geográfica e dinamicamente, da ZCTI marítima com a presença predominante do Sistema de Monção da América do Sul - SMAS, sobre o trópico sul-americano.

2.4.2 CIRCULAÇÕES HADLEY E WALKER

As circulações Hadley e Walker são estruturas importantes na atmosfera terrestre, particularmente sobre a Amazônia e adjacências, uma vez que as duas regulam o balanço de energia da Terra.

A circulação de Hadley é governada pelo gradiente de pressão superficial direto, entre a zona subtropical de alta pressão e a baixa pressão equatorial originada pela convergência de umidade produzida pelos ventos alísios e, conseqüentemente, movimento ascendente levando a condensação da umidade e a liberação de calor latente, aquecendo a atmosfera equatorial. Isso se explica pelo fato de que a intensa convecção na região tropical incrementa a temperatura da coluna atmosférica e, conseqüentemente, diminui a pressão na superfície, em relação aos subtrópicos. Na alta atmosfera, o gradiente de pressão se reverte (WEBSTER, 2004).

A circulação de Walker é resultado da gangorra (*seesaw*) originada pelas diferenças de pressão atmosférica à superfície entre as áreas leste, alta pressão em superfície, e oeste, baixa pressão em superfície, no Pacífico tropical, ligando esses centros de ação ocorre à

circulação de Walker, com um ramo ascendente sobre o Pacífico oeste e um ramo descendente sobre o Pacífico leste (BJERKNES,1969).

Em outras palavras, as mudanças na circulação Hadley/Walker são induzidas basicamente por movimento (processo termodinâmico no qual ocorre intercâmbio de energia com o entorno) forçado pelas mudanças nos padrões da TSM que enfraquecem, intensificam e/ou deslocam a circulação atmosférica de grande escala nos planos meridional e zonal (KIDSON, 1975). A variabilidade interanual dessas circulações está associada ao fenômeno ENOS, que tem sido extensivamente estudado desde o trabalho pioneiro de Bjerkness (1966, 1969).

2.4.3 OSCILAÇÕES INTRASSAZONAIS

Oscilações intrassazonais com períodos na escala de 20-70 dias são observados na atmosfera tropical (LAU e CHAN, 1983; WEICKMANN et al., 1985) e, particularmente, sobre a América do Sul tropical (NOGUÉS-PAEGLE et al., 2000). Normalmente, essas oscilações modulam os padrões da circulação atmosférica relacionados às variações da precipitação de muitas regiões dos trópicos e subtropicais e, durante a ocorrência do ENOS, essas oscilações sofrem alterações.

Nogués-Paele et al. (2000) analisaram as características intrassazonais da convecção sobre América do Sul utilizando dados de radiação de onda longa e determinaram dois modos de oscilação intrassazonal. Um modo de oscilação com período de 30 a 60 dias, mais precisamente de 41 a 53 dias, denominada de Oscilação de Madden-Julian que se propaga para leste, como uma onda com número de onda 1, que associa a convecção na América do Sul com a Zona de Convergência do Pacífico Sul, pois quando a convecção da oscilação de 30 a 60 dias alcança o leste da linha de data (180°), aparece a convecção associado à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (NOGUÉS-PAEGLE e MO, 1997).

A outra oscilação, com período relativamente menor, de 22 a 28 dias, está relacionada à típica oscilação intrassazonal em que os maiores valores se concentram no sudeste e nordeste do Brasil (NOGUÉS-PAEGLE et al., 2000), associada, também, à atividade convectiva da ZCAS. A influência deste modo de oscilação sobre a Amazônia foi observada por Obregon (2001).

2.4.4 SISTEMAS FRONTAIS E FRIAGENS

A penetração dos sistemas frontais frios na Amazônia provoca um aumento da convecção e precipitação intensa sobre grandes áreas (OLIVEIRA, 1986). Em geral, essa convecção durante os meses de verão está associada à zona de convergência e à persistência dos sistemas frontais, que organizam convecção profunda sobre o Brasil tropical (MOLION, 1987), denominada de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Por outro lado, a penetração de sistemas frontais sobre a Amazônia durante os meses de inverno é muito importante na geração da precipitação esparsa e relativamente fraca registrada durante esses meses (KOUSKY e FERREIRA, 1981).

As oscilações muito bruscas nas condições meteorológicas, em particular sobre o sul da Amazônia, causadas pela chegada de uma frente fria são conhecidas localmente como friagem. Esses sistemas ocorrem principalmente durante os meses de inverno e caracterizam-se por uma rápida e intensiva diminuição da temperatura e da umidade do ar, modificando as características ambientais dessas regiões.

Vários trabalhos descrevem as características das friagens e a sua influência na Amazônia (BRINKMAN e RIBEIRO, 1972; HAMILTON e TARIFA, 1978; OLIVEIRA et al., 2004; MARENGO et al., 1997). Por exemplo, o tempo para que as variáveis meteorológicas voltem às condições normais, durante um evento de friagem varia, em média, de 5 a 6 dias (MARENGO et al., 1997) e, por causa do aumento da intensidade do vento durante esses eventos, os fluxos noturnos de dióxido de carbono são superiores em

relação às condições normais (OLIVEIRA et al., 2004). Além disso, tais eventos meteorológicos afetam os ecossistemas da Amazônia ao remover, durante a sua passagem, as camadas anóxicas (sem oxigênio) do fundo dos lagos de várzea que causam a mortalidade de peixes (TUNDISI et al., 2010).

2.4.5 LINHAS DE INSTABILIDADE TROPICAL

A origem desse sistema atmosférico está relacionada à circulação de brisa marítima na costa norte-nordeste da América do Sul, desde a Guiana até o estado do Piauí. São observadas durante todo o ano, com maior frequência entre os meses de abril e agosto, e algumas se propagam continente adentro podendo atingir o extremo oeste da Amazônia.

A linha de instabilidade define-se como uma região da dianteira de um distúrbio que se propaga em mesoescala, constituída basicamente de nuvens tipo cumulonimbus, que produzem grandes quantidades de precipitação, e em sua retaguarda por uma nuvem na forma de bigorna, que em geral gera bastante precipitação do tipo estratiforme (GAMACHE e HOUZE, 1982). Assim, linhas de instabilidade apresentam intensos fluxos ascendentes que, por empuxo, retiram ar úmido da camada limite para a alta atmosfera. Por outro lado, segundo Zipser (1977) e Houze (1977), existem dois gêneros de fluxos descendentes: o de escala convectiva, que ocorre numa pequena faixa de 10 km a 20 km na região de intensa precipitação, na linha de instabilidade propriamente dita, ocasionando a frente de rajada; a outra é mais suave, mais de mesoescala, ocorrendo em uma faixa de 100 km a 500 km na região abaixo da bigorna do cumulonimbus. Esses movimentos descendentes são suficientes o bastante para trazerem ar mais seco dos níveis médios da atmosfera para a camada limite e estão associados a uma fraca alta pressão de mesoescala.

Kousky (1980), baseado em estudo observacional, sugeriu que a convecção, associada à brisa marítima da costa atlântica, adentra o continente como uma linha de instabilidade, quando o escoamento médio em 850 hPa (baixa troposfera) é perpendicular à

costa. Mas, quando o mesmo escoamento for paralelo à costa, não ocorre a propagação da linha de instabilidade. Em outro estudo observacional, Cohen et al. (1995) indicam que as linhas de instabilidade são um complexo sistema caracterizado: a) pela escala de nuvens até a mesoescala, pela magnitude e espessura do jato de baixos níveis; e b) na grande escala, pela propagação de ondas de leste no Atlântico e a presença de fontes tropicais de calor no oeste da Amazônia. Igualmente indicam que, em mesoescala, a advecção de umidade durante a formação e evolução da brisa marítima tem um papel fundamental e as circulações na escala da nuvem mantêm a propagação em um estado quase estacionário por distâncias de mais de mil quilômetros, e permitem a existência dessas linhas por um período maior que 24 horas.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo compreende a Amazônia Ocidental Brasileira (Acre, Amazonas, Rondônia e Roraima) com ênfase na parte Meridional, especificamente o canal principal do rio Solimões/Amazonas; os rios Juruá, Purus e Madeira; rio Branco em Roraima, e o município de Manaquiri no Estado do Amazonas (Figura 2).

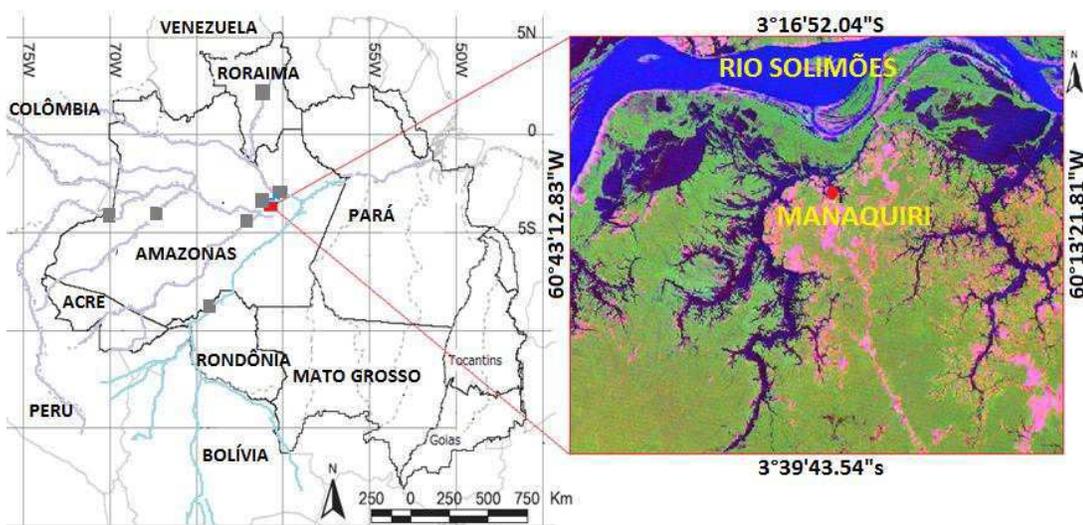


Figura 2 – Localização das estações fluviométricas (quadrado cinza) e localização do município de Manaquiri no Estado do Amazonas (quadrado vermelho). Destaque em azul claro para o rio Madeira desde a nascente a sua foz.

A hidrovia rio madeira constitui-se praticamente como a única via de transporte para a população que vive nas cidades às suas margens, excluindo as cidades de Humaitá no Amazonas e Porto Velho em Rondônia, que contam com acesso rodoviário. O transporte de cargas ocorre tanto descendo o rio no sentido Porto Velho para Manaus ou Itacoatiara, como de Manaus para Porto Velho, sentido contrário. O caminho pela hidrovia do rio Madeira de Porto Velho até Itacoatiara leva 70 horas descendo e no sentido contrário, são necessárias 130 horas. Já o percurso de Porto Velho a Santarém, com uma distância de

1603 km, o tempo estimado de viagem é de 174 horas 57 minutos para subir o rio e 108 horas 42 minutos para descer. Entretanto, o tempo não tem sido um empecilho à utilização da via (ANTAQ, 2012). Mas os eventos extremos de cheias e vazantes afeta o fluxo de carga.

3.2 DADOS

3.2.1 Dados de precipitação

Neste trabalho foram utilizados dados de precipitação observados pela rede do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET, rede de Estações Meteorológicas Automática de Rondônia – REMAR da Secretaria de Estado do Desenvolvimento Ambiental – SEDAM e do *Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia Dirección de Hidrologia* - SENAMHI (Tabela 1).

Tabela 1 - Localização das Estações Meteorológicas na Amazônia Ocidental.

Nº	Localização	Latitude (graus)	Longitude (graus)	Altitude (m)	Período	Responsável
1	Ariquemes – RO	-9,93	-62,95	219	1998-2010	REMAR
2	Cacoal – RO	-11,48	-61,36	186	1998-2010	REMAR
3	Costa Marques - RO	-12,41	-64,21	145	1998-2010	REMAR
4	Guajará-Mirim - RO	-10,78	-65,26	150	1998-2010	REMAR
5	Ji-Paraná - RO	-10,9	-62	159	1998-2010	REMAR
6	Machadinho D' Oeste -	-9,4	-62	198	1998-2010	REMAR
7	Porto Velho - RO	-8,8	-63,8	95	1998-2010	REMAR
8	Vilhena - RO	-12,8	-60,1	612	1998-2010	REMAR
9	Cruzeiro do Sul - AC	-7,63	-72,66	170	1990-2010	INMET
10	Tarauaca - AC	-8,16	-70,76	190	1990-2010	INMET
11	Rio Branco - AC	-9,96	-67,8	160	1990-2010	INMET
12	Boa Vista - RR	2,81	-60,65	90	1990-2010	INMET
13	Caracarai - RR	1,83	-61,13	94,05	1990-2010	INMET
14	Iauarete - AM	0,61	-69,2	120	1990-2010	INMET
15	S.G. da Cachoeira - AM	-0,11	-67	90	1990-2010	INMET
16	Barcelos - AM	-0,96	-62,91	40	1990-2010	INMET
17	Fonte Boa - AM	-2,53	-66,16	55,57	1990-2010	INMET
18	Parintins - AM	-2,63	-56,73	29	1990-2010	INMET
19	Tefé - AM	-3,83	-64,7	47	1990-2010	INMET
20	Codajás - AM	-3,83	-62,08	48	1990-2010	INMET
21	Manaus - AM	-3,11	-59,95	67	1990-2010	INMET
22	Itacoatiara - AM	-3,13	-58,43	40	1990-2010	INMET
23	Benjamin Constant - AM	-4,38	-70,03	65	1990-2010	INMET
24	Coari - AM	-4,08	-63,13	46	1990-2010	INMET
25	Manicore - AM	-5,81	-61,3	50	1990-2010	INMET
26	Eirunepe - AM	-6,66	-69,86	104	1990-2010	INMET
27	Labréa - AM	-7,25	-64,83	61	1990-2010	INMET
28	Cobija – Bolívia	-11,46	-68,46	236	2013-2014	SENAMHI
29	Riberalta – Bolívia	-11,02	-66,04	141	2013-2014	SENAMHI
30	Rurrenabaque – Bolívia	-14,25	-67,30	204	2013-2014	SENAMHI
31	Trinidad - Bolívia	-14,49	-64,54	156	2013-2014	SENAMHI
32	Guayaramerin - Bolívia	-10,49	-64,20	130	2013-2014	SENAMHI

3.2.2 Dados fluviométricos

Os dados de cotas foram adquiridos no Sistema de Informações Hidrológicas *Hydro Web* da Agência Nacional de Águas - ANA, dos seguintes rios: Solimões, Juruá, Purus, Madeira (Tabela 2).

Tabela 2. Estações fluviométricas na Amazônia Ocidental.

Código	Nome	Rio	Município/Estado	Período
15400000	Porto Velho	Madeira	Porto Velho - RO	1990-2014
16030000	Itacoatiara	Solimões/Amazonas	Itacoatiara - AM	1990-2010
14990000	Manaus	Negro	Manaus - AM	1990-2010
14100000	Manacapuru	Solimões/Amazonas	Manacapuru - AM	1990-2010
13990000	Beruri	Purus	Beruri - AM	1990-2010
12842000	Forte da Graças	Juruá	Juruá - AM	1990-2010
10100000	Tabatinga	Solimões/Amazonas	Itacoatiara - AM	1990-2010

3.2.3 Dados de índice do oceano

As informações das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Oceano Atlântico Tropical são referentes aos índices TNAI (*Tropical Northern Atlantic Index*), que corresponde a anomalia mensal da TSM na área compreendida entre as latitudes de 5,5° N a 23,5°N e longitude 15°W a 57,5°W, e TSAI (*Tropical Southern Atlantic Index*) a TSM entre 0 a 20°S e 10°E a 30°W. Também foram utilizados os dados do Niño 1+2 (0-10°S, 80-90°W), Niño 3 (5°N-5°S) e Niño 3.4 (5°N-5°S, 120-170°W) do Oceano Pacífico, obtidos no *Earth System Research Laboratory/Physical Sciences Division*.

3.2.4 Dados de satélite

Foram adquiridas sete imagens (27-11-1984, 27-10-1997, 30-08-2005, 01-10-2005, 17-10-2005, 10-09-2009 e 29-11-2009) do satélite Landsat 5-TM em dias de céu claro, na órbita 231/ponto 62 na região de Manaquiri no estado do Amazonas, junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), durante o período de cheia e vazante.

As imagens Landsat 5-TM são compostas de sete bandas espectrais cujas características estão presentes na Tabela 3.

Tabela 3 - Descrição de bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5 com os correspondentes limites de bandas. Fonte: Chander e Markham (2003) e Allen et al. (2007)

Banda	Limites de Banda (μm)
1 (Azul)	0,45 – 0,52
2 (verde)	0,52 – 0,60
3 (vermelho)	0,63 – 0,69
4 (IV – próximo)	0,76 – 0,90
5 (IV – médio)	1,55 – 1,75
6 (IV – termal)	10,4 – 12,5
7 (IV – médio)	2,08 – 2,35

Também foi utilizado o modelo de elevação digital do terreno, adquirido gratuitamente, no site SRTM (2012) referente ao mosaico x 24 e y 13.

3.2.5 Dados de fluxo de carga

Utilizou-se dados oriundos do Sistema de Desempenho Portuário – SDP da Agência Nacional de Transportes Aquaviários – ANTAQ. Os dados se referem ao fluxo de carga do ano de 2010 no sentido Porto Velho-Manaus e Manaus-Porto Velho.

3.3 METODOLOGIA

3.3.1 Análise estatística

Foi calculada a precipitação média mensal segundo Spiegel e Stephens (2009):

$$\bar{P} = \frac{P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_N}{N} = \frac{\sum_{j=1}^N P_j}{N} = \frac{\sum P}{N} \quad (1)$$

em que \bar{P} é a precipitação média mensal e N é a quantidade de meses.

Em seguida realizou o cálculo de anomalia de chuva de acordo com Chu (1983),

$$P_{ij} - \bar{p}_i \quad (2)$$

em que P_{ij} é a precipitação do mês i e ano j, e \bar{p}_i é precipitação média do mês i.

Na sequência calculou o índice de anomalia de chuva padronizado (IAC_{ij}) utilizando a metodologia descrita no trabalho de Chu (1983),

$$IAC_{ij} = \frac{P_{ij} - \bar{p}_i}{S_i} \quad (3)$$

em que IAC_{ij} é o índice de anomalia de chuva padronizado do mês i e ano j, e S_i é o desvio padrão do mês i. Em seguida utilizou o método de interpolação de krigagem do Surfer 7.0 para espacializar os dados sobre a Amazônia Ocidental.

Logo após calculou a correlação do índice de anomalia de chuva padronizado com o índice do Oceano Atlântico e Pacífico, utilizando a equação descrita em Spiegel e Stephens (2009):

$$r = \frac{n \sum XY - \sum X \sum Y}{\sqrt{n \sum X^2 - (\sum X)^2} \sqrt{n \sum Y^2 - (\sum Y)^2}} \quad (4)$$

em que r é a correlação (adimensional), n é tamanho da amostra, X representa o índice de anomalia de chuva (adimensional) e Y o índice de anomalia do oceano (adimensional).

Logo após aplicou o teste de *Student*, descrito em Spiegel e Stephens (2009):

$$t = \frac{r}{\sqrt{\frac{1-r^2}{n-2}}} \quad (5)$$

em que t é o valor calculado do teste de *Student* que é comparado com os valores críticos de t para nível de significância α igual a 0,001, 0,02 e 0,05, r é a correlação e n o tamanho da amostra.

Também foi calculada a média climatológica mensal, máximas e mínimas do nível de água dos rios da Amazônia Ocidental, e análise percentual do fluxo de carga na Hidrovia Rio Madeira para o ano de 2010.

3.3.2 Classificação de seca

Para a classificação dos anos muito secos em cada área da Figura 3, a precipitação foi analisada utilizando o método desenvolvido por McKee et al. (1993) e Lloyd-Hughes e Saunders (2002), vide Tabela 4. As quatro áreas analisadas são definidas como noroeste da Amazônia (NW) (75°W-62,5°W; 5°N-2,5°S), nordeste da Amazônia (NE) (62,5°W-50°W; 5°N-2,5°S), oeste da Amazônia (W) (75°W-62,5°W; 2,5°S-10°S) e leste da Amazônia (E) (62,5°W-50°W; 2,5°S-10°S).

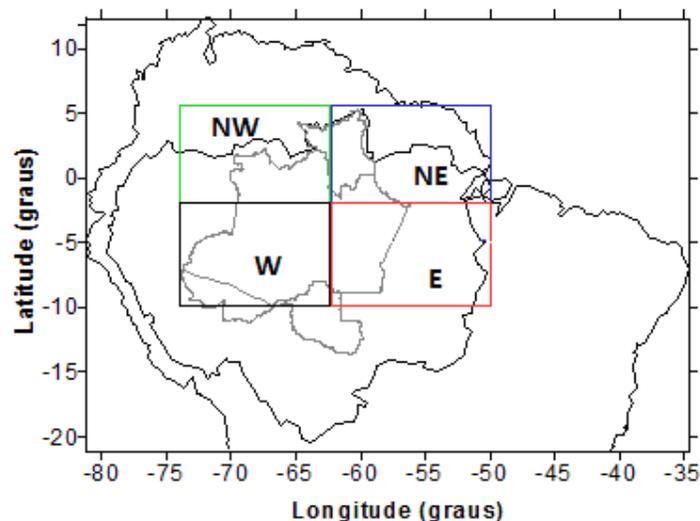


Figura 3 – Áreas analisada na Amazônia Ocidental para classificação de anos muito seco. Noroeste (NW), Nordeste (NE), Oeste (W) e Leste (E).

Tabela 4 - Classificação dos períodos secos e úmidos.

IAC	Categoria
$\geq 2,00$	Extremamente úmido
1,5 a 1,99	Muito úmido
1,00 a 1,49	Moderadamente úmido
0,99 a -0,99	Próximo ao normal
-1,00 a - 1,49	Moderadamente seco
-1,50 a -1,99	Muito seco
$\leq -2,00$	Extremamente seco

3.3.3. Análise de Eventos Extremos no Município de Manaquiri.

A análise de vazante e cheia no município de Manaquiri foi realizada utilizando imagens do satélite Landsat 5-TM, Modelo de Elevação Digital do terreno, fotos, visita de campo e dados fluviométricos da estação de Manacapuru. O processamento das imagens (empilhamento e recorte) foi realizada no programa ERDAS *Imagine* 9.2.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 VARIABILIDADE ESPACIAL DA PRECIPITAÇÃO

A precipitação na Amazônia Ocidental apresenta uma grande variabilidade entre o norte, sul, leste e oeste da região (Figura 4). Onde os valores mais elevados de precipitação são encontrados a noroeste da região, na fronteira do Brasil com a Colômbia e Venezuela. Estudos anteriores explicam que a topografia do local favorece a convergência do ar e produz grande pluviosidade no noroeste da região (RATISBONA, 1976; SALATI et al., 1978; SALATI e VOSE, 1984). Chuvas abundantes também são encontradas na foz do rio Amazonas, onde ocorre o efeito da brisa do mar a leste.

A estação seca e chuvosa na Amazônia Ocidental ocorre em períodos opostos, quando comparados o sul e o norte da região (Figura 4 e 5). No sul, sudeste e sudoeste o período da estação seca ocorre entre junho e agosto, enquanto que no norte ocorre entre janeiro e março. O regime de precipitação ao longo do ano apresenta o mesmo comportamento no sul da Amazônia Ocidental, sendo que o período seco é mais intenso em Rondônia. Na parte oeste e noroeste, chove em grande quantidade ao longo de todos os meses do ano (Figuras 4 e 5).

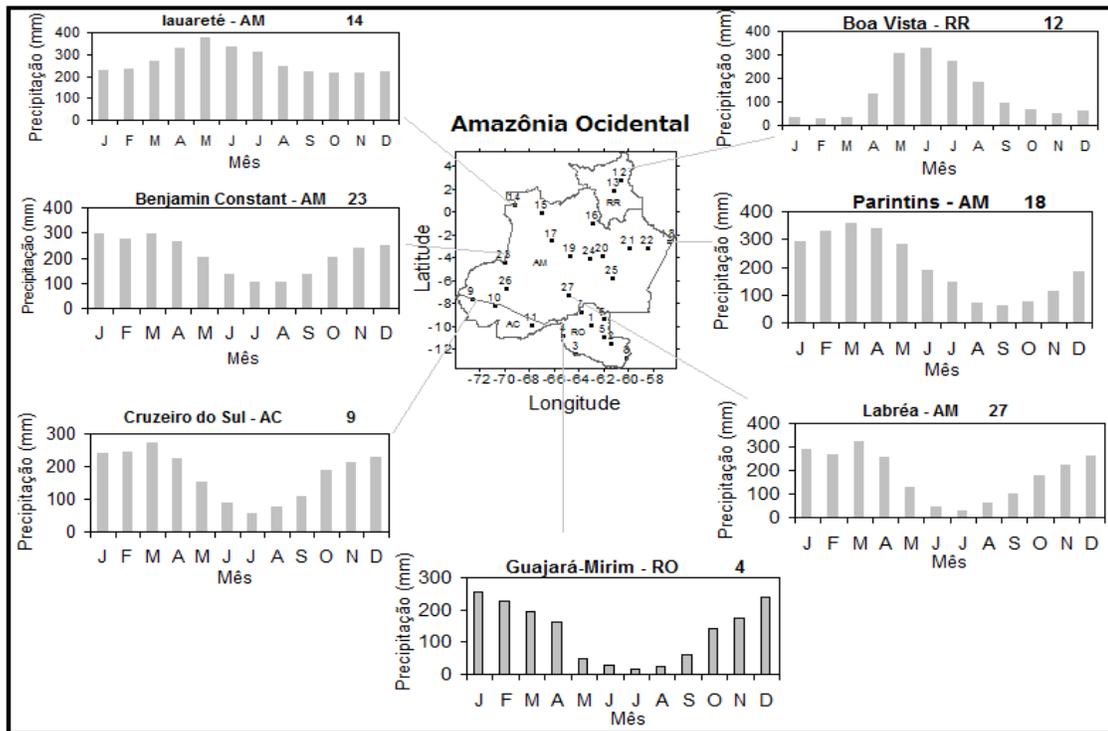


Figura 4 - Média climatológica mensal da precipitação na Amazônia Ocidental.

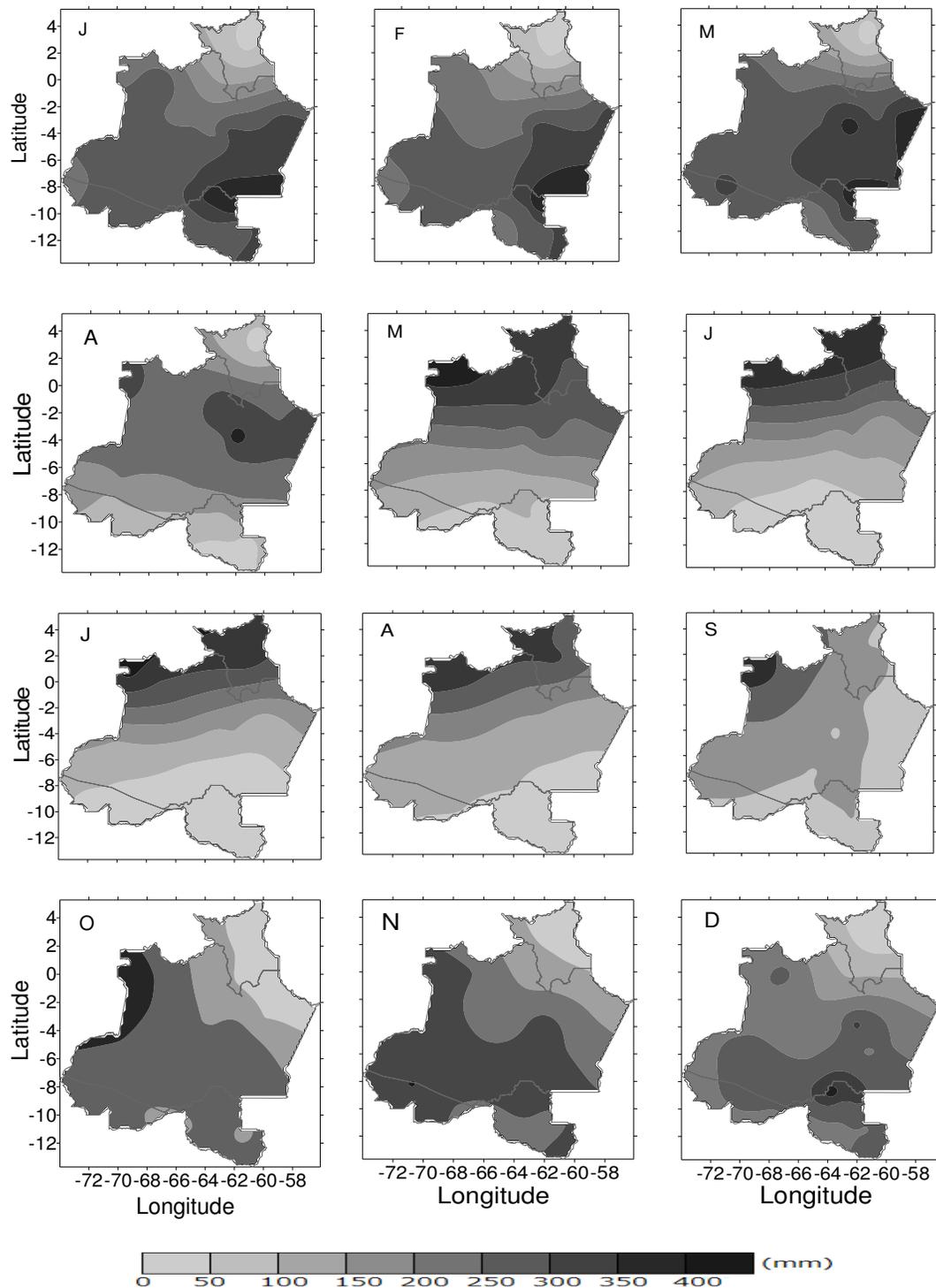


Figura 5 - Distribuição espacial da precipitação na Amazônia Ocidental nos meses de janeiro (J), fevereiro (F), março (M), abril (A), maio (M), junho (J), julho (J), agosto (A), setembro (S), outubro (O), novembro (N) e dezembro (D), referente à climatologia de 1980-2010.

4.2 CLASSIFICAÇÃO DE ANOS SECO

A Tabela 5 apresenta a classificação dos anos muito secos nas regiões noroeste (NW), nordeste (NE), oeste (W) e leste (E), de acordo com a Tabela 4 e Figura 3. A estação chuvosa compreende os meses de abril a julho (NW), março a junho (NE), janeiro a abril (W e E). Por outro lado, a estação seca compreende os meses de novembro a fevereiro (NW), agosto a novembro (NE) e junho a setembro (W e E). Os totais mensais de precipitação são diferentes nas regiões W e E. Os casos de seca prolongada, ou seja, que perduram por vários meses em uma determinada região e afetam mais de uma área, são os que mais causam impactos em todos os setores socioeconômicos. Para a área analisada, Amazônia Ocidental, os casos de 1998, 2005 e 2010 se destacam como anos mais secos.

Tabela 5 – Anos considerados muito secos nos meses mais chuvosos e nos meses mais secos, em cada uma das quatro regiões, no período de 1990 a 2010. Sequência dos anos (ordem de intensidade de seca).

REGIÕES	ESTAÇÃO	
	CHUVOSA	SECA
NW	2001, 1992	2009/2010, 1991/1992, 1994/1995
NE	1992, 1997	1997, 2009, 2002, 1992
W		2005, 2010, 1998
E	1998, 1990	1997, 1995, 2005

A seguir são analisadas, do ponto de vista climático, os episódios secos de 1998, 2005 e 2010.

4.2.1 Relação da precipitação com a TSM do Atlântico e Pacífico

A Figura 6 apresenta a série temporal da média anual da TSM no Atlântico tropical norte e sul (a), e TSM no Oceano Pacífico (Niño 1+2, Niño 3 e Niño 3.4) (b) no período de 1982 a 2010. Observa-se que nos períodos 1982 a 1995 o Atlântico Norte experimentou um período frio e períodos quentes de 1995 a 1999 e de 2003 a 2010. Enquanto, o Atlântico Sul apresentou períodos mais aquecidos de 1984 a 1990 e de 2006 a 2010 e mais

frios de 1990 a 1993 e 1996/97. No Pacífico, verificam-se períodos mais frios centrados em 1985 e 1989 e mais quentes em 1982/83, 1991/93 e 1997/98. No período 1997/98, o Pacífico tropical experimentou os efeitos do mais forte evento El Niño já registrado. Durante dezembro, janeiro e fevereiro de 1997/1998, o evento El Niño alcançou sua fase madura com TSM de 2°C acima da média climatológica, no Pacífico.

É oportuno ressaltar que as maiores secas na Amazônia Ocidental ocorreram em períodos nos quais o Atlântico Norte estava mais aquecido. Portanto, a anomalia da TSM do Atlântico Norte é um dos principais mecanismos de produção de chuvas/secas na Amazônia Ocidental. Também pode ser conjecturado que a anomalia da TSM da área do Niño 3.4 também contribui para episódios de seca na Amazônia Ocidental, entretanto, a sua contribuição é menos intensa que as anomalias da TSM do Atlântico Norte (YOON e ZENG, 2010).

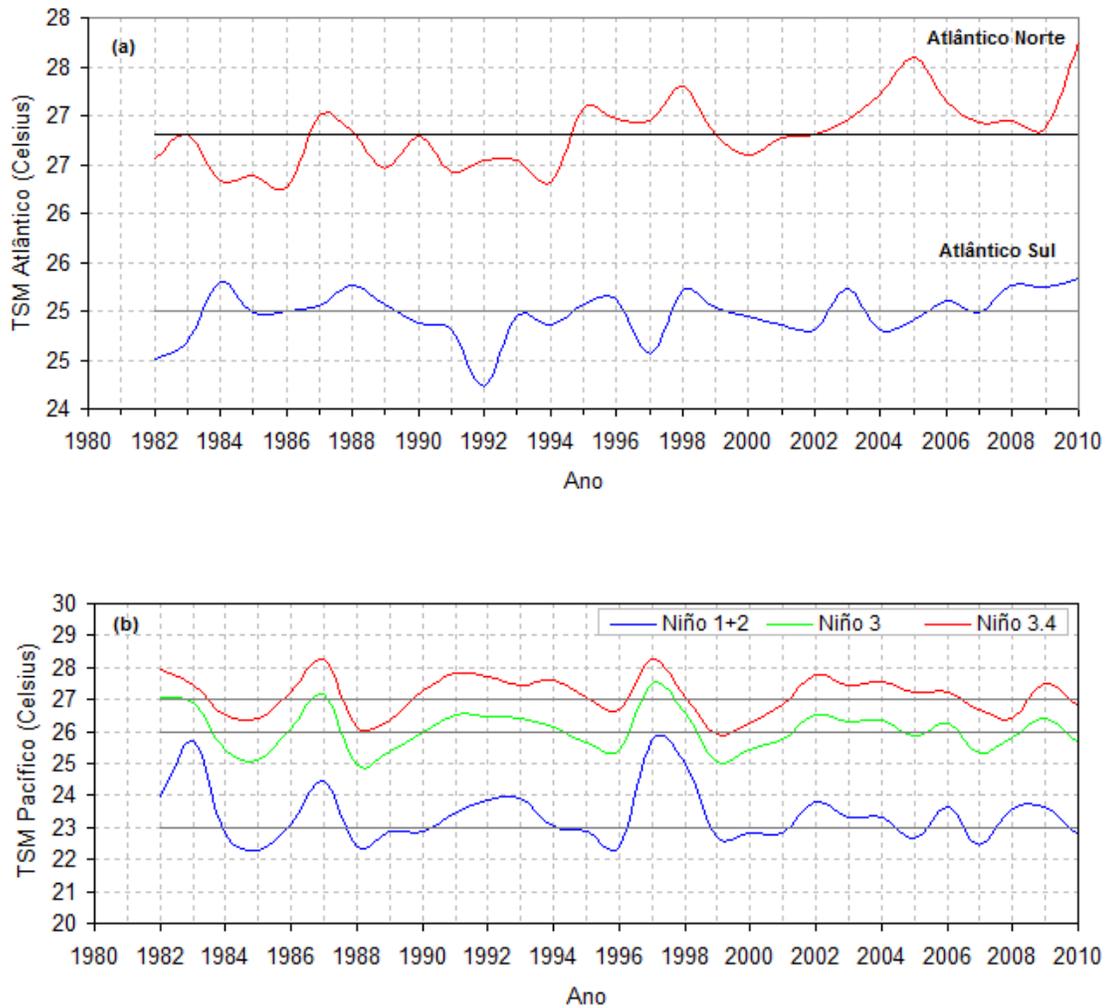


Figura 6 – (a) Série temporal da média anual da TSM no Atlântico tropical norte e sul, e (b) TSM no Oceano Pacífico (Niño 1+2, Niño 3 e Niño 3.4). A linha horizontal representa a climatologia para o período 1982 a 2010 da média anual da TSM, sendo 26,8°C para o Atlântico norte tropical, 25°C para o Atlântico sul, 23°C para o Niño 1+2, 26° para o Niño 3 e 27° para o Niño 3.4.

A Figura 7a apresenta a evolução mensal da TSM observada na região conhecida como Niño 3.4, ou seja, a TSM média na área 5°N-5°S; 120°W-170°W no Pacífico equatorial, para os eventos de seca de 1997/1998, 2004/2005 e 2009/2010. A média climatológica de 1982-2010 é mostrada com a linha sólida preta. O evento de 1997/1998 foi marcado por condições anômalas mais quentes na região do Niño 3.4 com TSM de 2°C acima da média para novembro de 1997, em associação a manifestação de um forte episódio de El Niño do Pacífico equatorial. Em junho de 1998, observou-se uma rápida

transição para condições mais frias que o normal, seguidas pelo estabelecimento de condições de La Niña durante os meses restantes de 1998. Condições de El Niño tem sido mais fracas que o de 1997/1998, ele foi seguido por uma rápida transição para condições mais frias que o normal em junho de 2010 e, conseqüentemente, pelo estabelecimento de condições de La Niña nos meses restantes de 2010. O evento de 2004/2005 foi marcado por condições próximas às climatológicas do índice Niño 3.4, com condições ligeiramente mais quentes que o normal até julho de 2005, muito próximas ao normal até novembro de 2005 e ligeiramente mais frias do que o normal em dezembro de 2005.

A Figura 7b apresenta a evolução mensal da TSM observada para o Atlântico tropical norte para eventos de seca de 1997/1998, 2004/2005 e 2009/2010. A média climatológica de 1982-2010 é mostrada com a linha sólida cinza. Nos três eventos, prevaleceram condições mais quentes que o normal sobre o Atlântico tropical norte, com maiores desvios da climatologia observados no segundo ano do evento (isto é, depois de dezembro de 1997, 2004 e 2009). O evento de 2009/2010 apresentou os maiores desvios na média (da ordem de 1°C em março de 2010) quando comparado aos eventos de 1997/1998 e 2004/2005. O padrão de aquecimento para o evento de 2004/2005 mostra similaridades para o evento de 2009/2010, particularmente de junho a dezembro de 2005 e 2009. A TSM no Atlântico tropical norte durante o evento de 1997/1998 apresentou-se mais fria que nos eventos de 2009/2010 e 2004/2005.

O padrão de precipitação para o ano de 1998 associado sobre a maior parte da Amazônia Ocidental foi de anomalias de precipitação de 100 mm a 200 mm abaixo do normal (Figura 8), ilustrando o grau de condições de secas (déficit de precipitação) na região. Em março, abril e maio de 1998 observou-se a fase de decaimento do El Niño com a diminuição da TSM, passando para valores de 2°C a 1°C acima do normal na região do Niño 3.4 (Figura 7a).

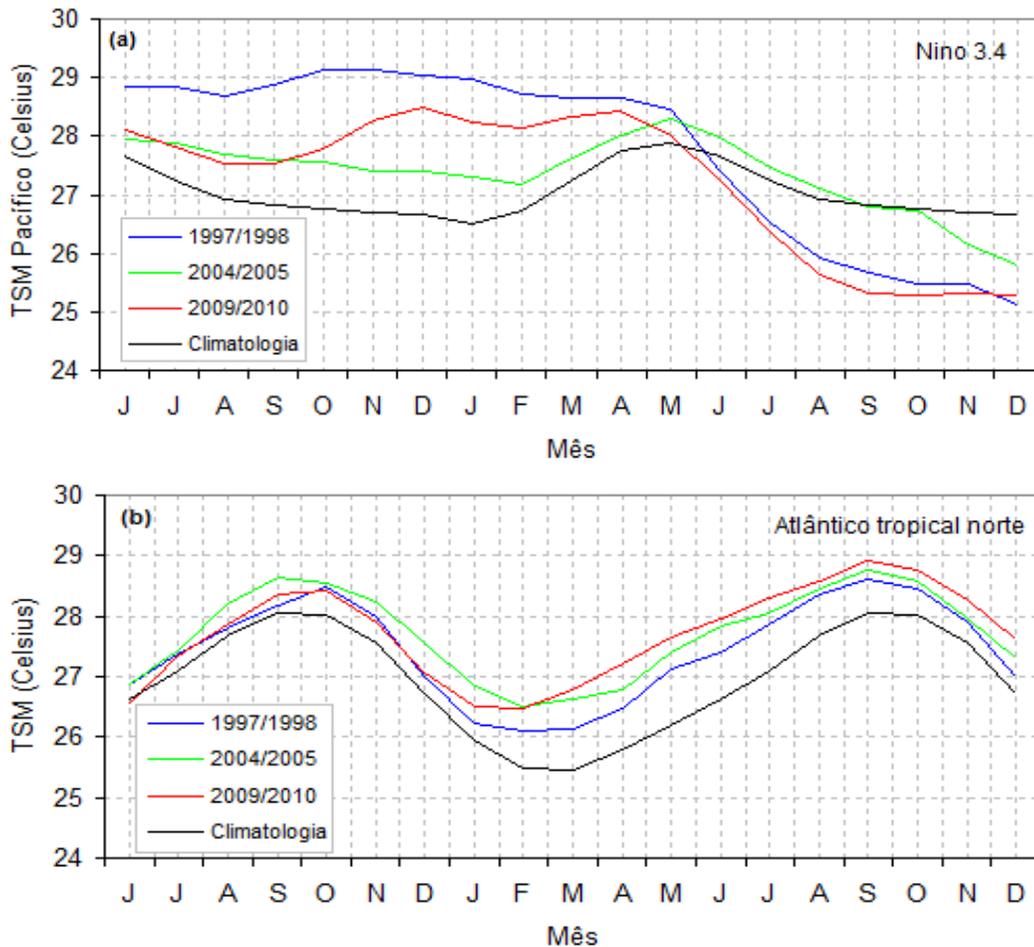


Figura 7 - Evolução mensal: (a) da TSM do Niño 3.4 (média da TSM na área 5°N-5°S; 120°W-170°W); (b) da TSM no Atlântico tropical norte (média da TSM na área 5°N-25°N; 20°W-70°W) para 1997/98 (linha sólida azul), 2004/05 (linha sólida verde) e 2009/10 (linha sólida vermelha). A climatologia de 1980 – 2010 é representada com uma linha sólida preta para o Niño 3.4 e Atlântico Norte.

De acordo com as análises de teleconexões realizadas por Coelho et al. (2012), condições anômalas, mais quentes, da superfície do mar no Atlântico tropical norte estão associadas a níveis reduzidos do rio em Manaus que, por sua vez, estão relacionados aos déficits de precipitação. Em consistência com essas análises, o padrão de precipitação sobre a Amazônia foi de anomalias de 100 mm a 300 mm abaixo do normal, particularmente em março e abril de 1998 (Figura 8). Em maio de 1998, a maior parte da Amazônia experimentou anomalias de precipitação de 50 mm a 100 mm abaixo do normal, exceto na região norte, na qual as anomalias de precipitação permaneceram de 100 mm a

300 mm abaixo do normal (Figura 9). Em junho, julho e agosto de 1998 notou-se uma rápida transição para condições de La Niña, no Pacífico (Figura 6a, 7a). Consequentemente, os padrões de precipitação em junho e julho de 1998 (Figura 8) foram de anomalias de precipitação de 100 mm acima do normal no noroeste da Amazônia, e de 25 mm a 50 mm abaixo do normal no sudoeste da Amazônia.

Em agosto de 1998, a maior parte da Amazônia experimentou anomalias de precipitação de 50 mm abaixo do normal (Figura 8). Em setembro, outubro e novembro de 1998, as condições de La Niña se intensificaram com a TSM apresentando valores entre 1°C e 3°C abaixo do normal, observadas no Pacífico (Figura 7a). Os padrões de precipitação em setembro de 1998 foram anomalias de 50 mm abaixo do normal na maior parte da Amazônia (Figura 8), marcando o fim das condições de seca em 1998, com precipitação 100 mm acima do normal em outubro e novembro de 1998 (Figura 8).

Em dezembro, janeiro e fevereiro de 2004/2005, a TSM no Pacífico equatorial refletiu a fase de decaimento do evento El Niño, com TSM entre 0,5°C e 2°C acima do normal no Pacífico (Figuras 6 e 7a). O Atlântico tropical norte, próximo à costa norte da América do sul, também apresentou TSM acima do normal (Figura 7b) na mesma ordem de magnitude que o Pacífico equatorial. O padrão de precipitação associado sobre a Amazônia em dezembro de 2004 e janeiro 2005 foi de anomalias de 100 mm a 200 mm abaixo do normal (Figura 9), configurando condições secas na região em resposta às condições

Em fevereiro de 2005 (Figura 9), o padrão de seca começou a ser substituído por um padrão de precipitação acima do normal em várias regiões da Amazônia. Durante os meses de março, abril e maio de 2005, condições neutras foram observadas no Pacífico equatorial e um aumento da ordem de 0,5°C a 2°C no Atlântico tropical (Figuras 7b). A precipitação sobre a Amazônia foi bem acima do normal em março de 2005, mas retornou

a condições abaixo do normal, da ordem de 100 mm a 200 mm em abril e da ordem de 50 mm a 100 mm em maio (Figura 9) sobre o oeste da Amazônia.

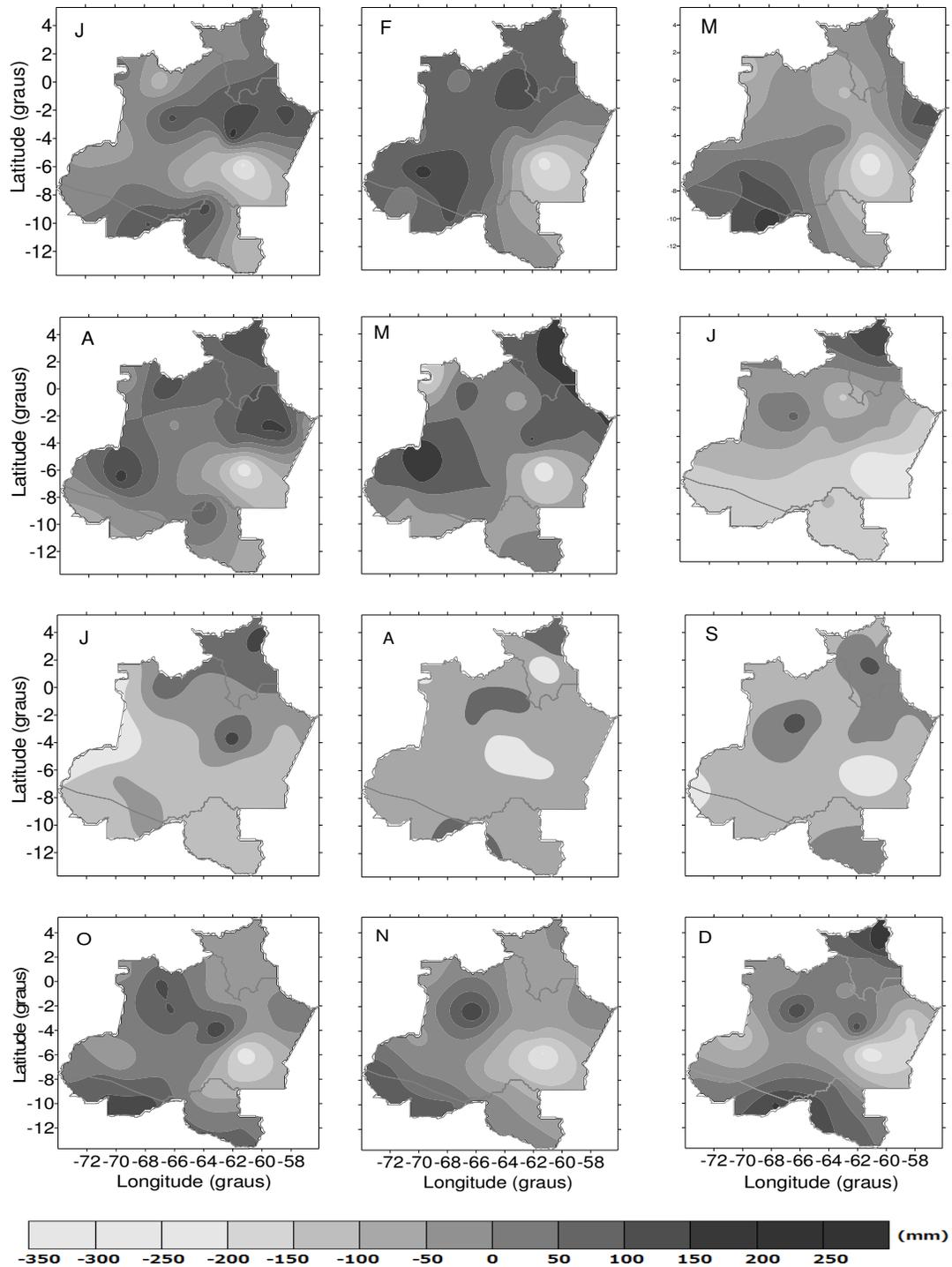


Figura 8 - Anomalias de precipitação observada nos meses de janeiro (J), fevereiro (F), março (M), abril (A), maio (M), junho (J), julho (J), agosto (A), setembro (S), outubro (O), novembro (N) e dezembro (D) de 1998.

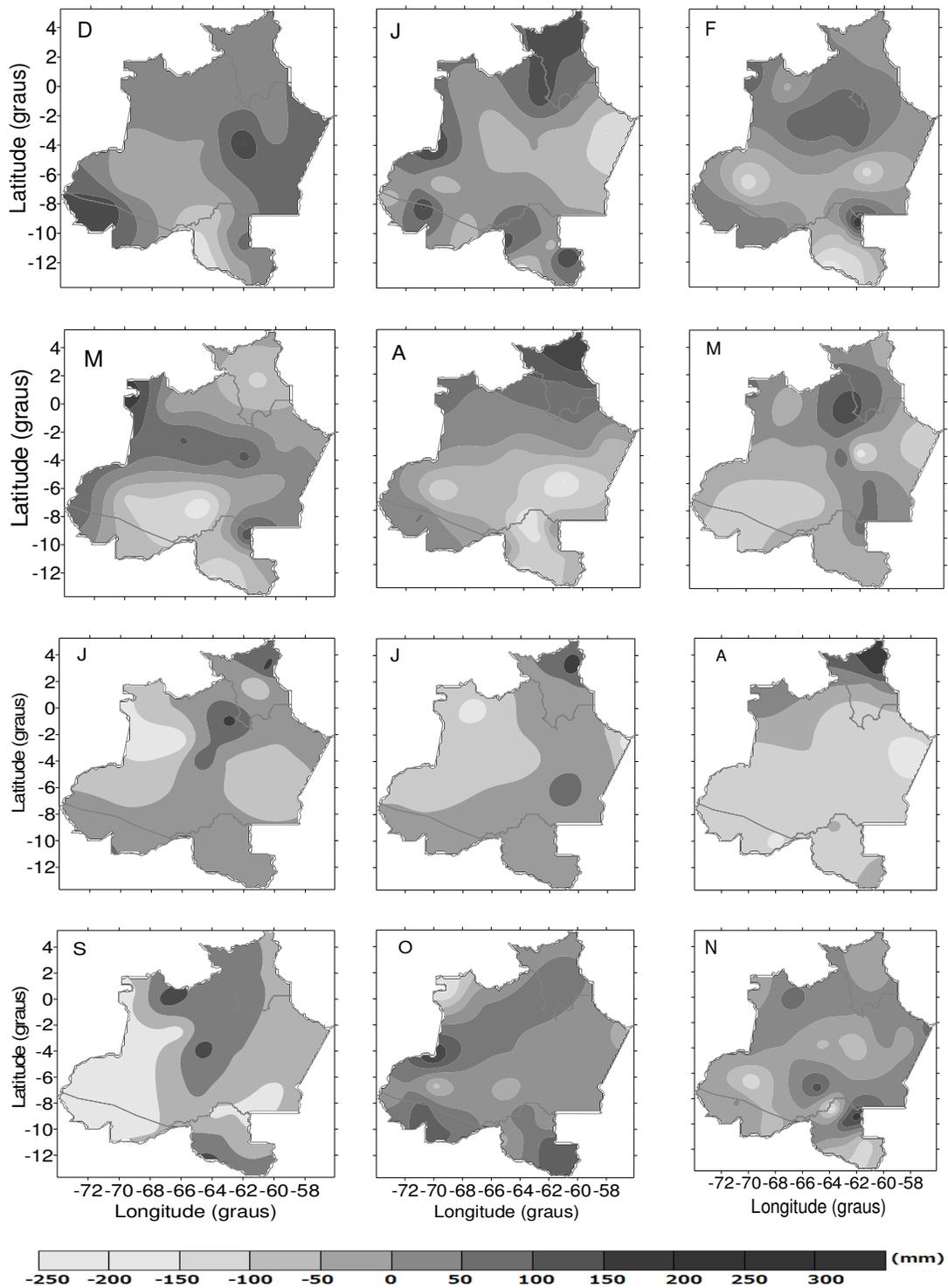


Figura 9 - Anomalias de precipitação observada no mês de dezembro (D) de 2004, janeiro (J), fevereiro (F), março (M), abril (A), maio (M), junho (J), julho (J), agosto (A), setembro (S), outubro (O), novembro (N) de 2005.

O padrão de precipitação associado foi de déficits de 50 mm a 200 mm abaixo do normal no norte e noroeste da Amazônia em junho e julho, e de 25 mm a 50 mm em agosto (Figura 9). Esse padrão de precipitação reduzida foi atribuído às condições mais quentes que o normal no Atlântico tropical norte (MARENGO et al., 2008). Condições abaixo do normal foram observadas no oeste da Amazônia em setembro de 2005, e condições de precipitação acima do normal foram registradas em outubro (Figura 9), particularmente sobre o noroeste da Amazônia.

Durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro de 2009/2010, a TSM no Pacífico refletiu a fase madura de um evento El Niño, com TSM entre 2°C a 4°C acima do normal no Pacífico (Figura 7a). O Atlântico tropical norte apresentou TSM de 0,5°C a 2°C acima da média.

O padrão de precipitação associado em dezembro de 2009 e janeiro de 2010 (Figura 10) foi de anomalias de 100 mm a 200 mm abaixo do normal no norte da Amazônia, e de 100 mm a 200 mm acima do normal no sul da Amazônia. Em fevereiro de 2010 (Figura 10), uma considerável redução de precipitação foi observada no sul da Amazônia, comparado com meses anteriores.

Essa configuração dos oceanos ajudou a estabelecer um padrão de seca em março de 2010 (Figura 10), com anomalias de 200 mm e 300 mm abaixo do normal no nordeste da Amazônia. Em abril de 2010 (Figura 10), observaram-se anomalias de precipitação de 100 mm a 200 mm abaixo do normal, no sudeste da Amazônia, enquanto ao norte da Amazônia foram observadas anomalias de 100 mm a 200 mm acima do normal. Em maio de 2010 (Figura 10), anomalias abaixo do normal, de 100 mm a 200 mm, voltaram a ocorrer no norte da Amazônia, reforçando o padrão de condições secas na região.

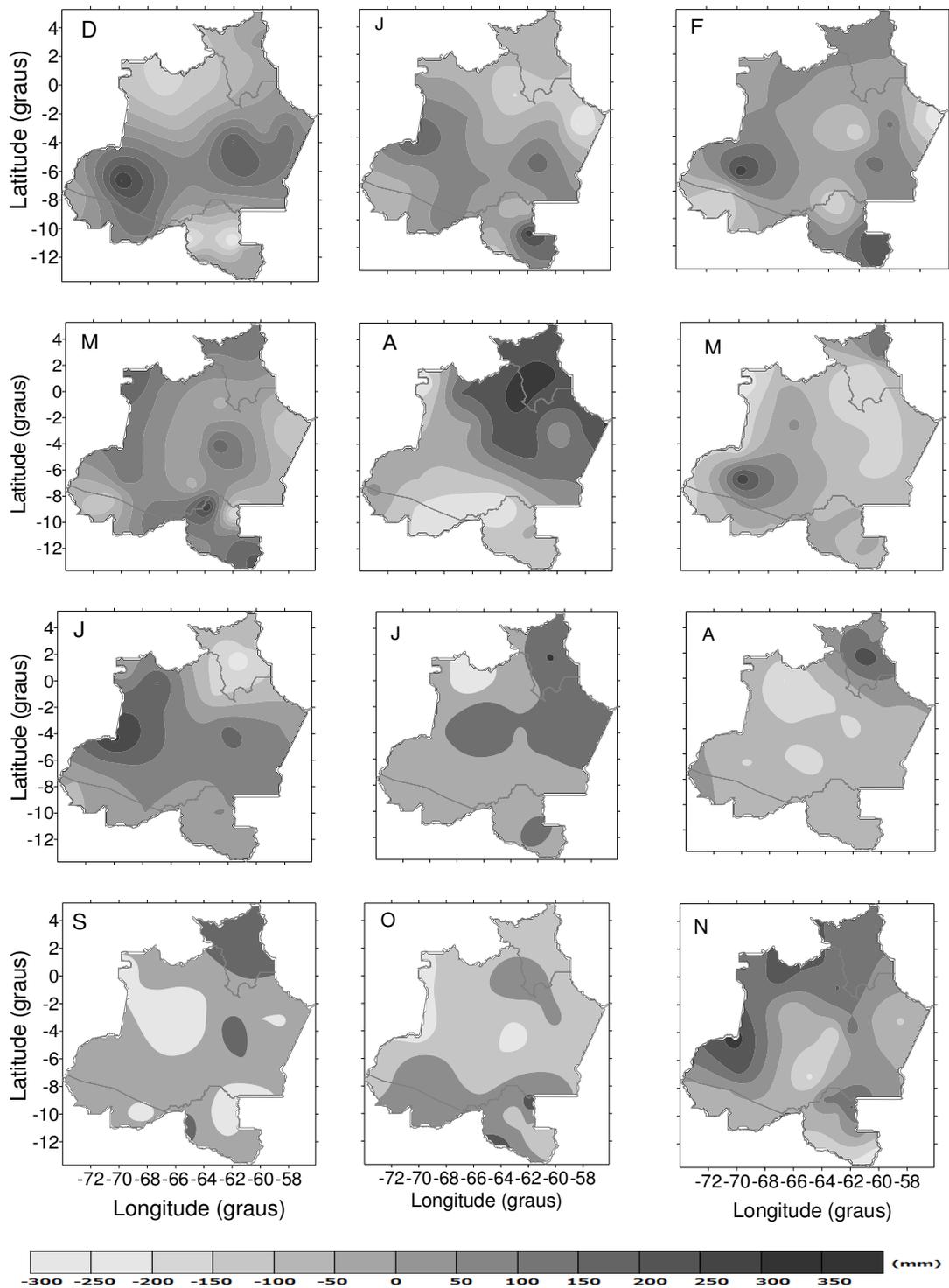


Figura 10 - Anomalias de precipitação observada no mês de dezembro (D) de 2009, janeiro (J), fevereiro (F), março (M), abril (A), maio (M), junho (J), julho (J), agosto (A), setembro (S), outubro (O), novembro (N) de 2010.

Durante os meses de junho, julho e agosto de 2010, observou-se condições de La Niña, com anomalias da TSM de 1°C a 2°C abaixo do normal no Pacífico tropical (Figura 7a),

mas a TSM no Atlântico tropical norte permaneceu de 0,5°C a 2°C acima do normal (Figura 7b). Houve, contudo, uma redução da área com anomalias da TSM entre 1°C e 2°C acima do normal quando comparada à área de anomalias nos meses de março, abril e maio de 2010.

A persistência de condições da TSM mais elevadas que o normal no Atlântico tropical norte prevaleceu sobre as condições de La Niña no Pacífico, resultando na manutenção das condições secas no norte da Amazônia em junho de 2010 (Figura 10) e, no oeste da Amazônia, em julho e agosto. Em setembro, outubro e novembro de 2010, o evento La Niña esteve próximo à sua fase madura, com anomalias da TSM de 1°C a 3°C abaixo do normal na maior parte do Pacífico tropical. O Atlântico tropical norte ainda apresentou TSM mais elevadas que o normal, porém com valores reduzidos, da ordem de 0,5°C a 1°C acima do normal. O padrão de precipitação associado reflete condições secas, particularmente em setembro e outubro no oeste da Amazônia, no qual se observou déficits de precipitação de 100 mm a 200 mm. Em novembro de 2010 (Figura 10), depois de alguns meses com precipitação abaixo do normal, observou-se um padrão de precipitação abaixo do normal, observou-se um padrão de precipitação acima do normal no noroeste da Amazônia, associado às condições de La Niña no Pacífico, marcando o fim das condições de seca em 2010.

Uma característica comum de dois, dos três eventos analisados, foi o fato de que esses dois eventos (1997/1998 e 2009/2010) apresentaram uma transição da TSM de condições quentes para condições frias no Pacífico equatorial no final do evento, sugerindo que o retorno às condições normais (de precipitação), na Amazônia, tende a ocorrer junto com as principais mudanças da termoclima no Pacífico equatorial.

A Figura 11 apresenta anomalias de precipitação anual observadas para 1998, 2005 e 2010. Em 1998, uma grande área da Amazônia experimentou déficits anuais de 400 mm,

ilustrando um padrão de condições generalizadas de seca. Em 2005, anomalias de precipitação da mesma ordem ficaram restritas ao sudoeste da Amazônia. Em 2010, entretanto a área com déficits superiores a 400 mm foi reduzida, comparado com 1998. A Figura 11 ilustra que a extensão espacial dos eventos de seca de 1998 e 2010 foram maiores que o evento de 2005.

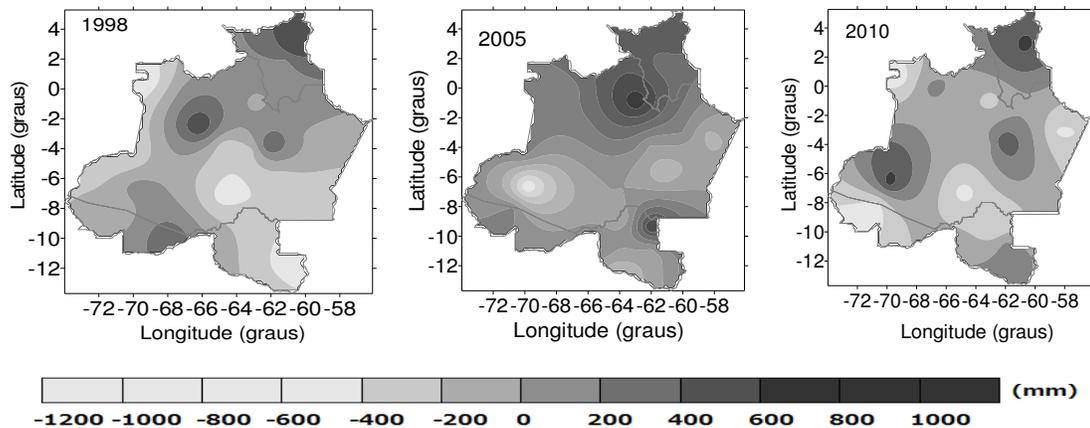


Figura 11 - Anomalias de precipitação anual observadas durante os anos de 1998, 2005 e 2010.

4.2.2 Correlações da TSM e precipitação

Correlações positivas indicam que, em anos de El Niño, ocorrem anomalias negativas de precipitação, em anos de La Niña, anomalias positivas de precipitação (Tabela 6). Correlações negativas indicam comportamento oposto. Observa-se na Tabela 6 redução de chuvas em janeiro na área nordeste; janeiro e setembro a noroeste; maio e junho a oeste e janeiro, abril, maio e novembro na área leste, com exceção do mês de abril, quando correlações positivas ocorrem no Atlântico norte. A influência do Pacífico na área leste, oeste e noroeste da Amazônia só ocorrem em alguns meses.

As TSM do Atlântico norte têm mais influência intensa nos setores noroeste e oeste, enquanto, as TSM do Atlântico sul afetam mais o setor leste da Amazônia (Tabela 7). As correlações positivas da TSM no Atlântico tropical norte com precipitação nas áreas NW e NE da Amazônia e também positivas no Atlântico sul com precipitação na área W

da Amazônia podem indicar que havia mais umidade sendo transportada pelo escoamento para essas regiões. Por outro lado, as correlações da TSM em algumas áreas do Atlântico norte com a precipitação apresentam valores negativos na região oeste e sul da Amazônia, indicando a influência da subsidência causada pela circulação meridional.

Tabela 6 – Correlação de anomalias de precipitação nas regiões noroeste (NW), nordeste (NE), oeste (W) e leste (E), com anomalias da TSM do Oceano Pacífico, entre 1982 e 2010. Com significância estatística de 95%.

Região	Mês											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
NW	-0,5 (Nino1+2, 3 e 3.4)	*	*	0,3 Nino1+2	*	*	*	-0,3 Nino 3.4	*	*	*	*
NE	-0,3 a -0,7 (Nino1+2, 3 e 3.4)	*	*	0,3 Nino 3	*	*	*	*	*	*	*	*
W	-0,3 Nino 3.4	*	*	*	-0,5 (Nino1+2, 3 e 3.4)	-0,3 Nino 3 e 3.4	*	*	*	*	*	*
E	-0,3 (Nino1+2, 3 e 3.4)	*	*	-0,3 (Nino1+2, 3 e 3.4)	-0,3 (Nino1+2, 3 e 3.4)	*	*	*	*	*	-0,4 (Nino1+2, 3 e 3.4)	*

*Não significativo.

Tabela 7 – Correlação de anomalias de precipitação nas regiões noroeste (NW), nordeste (NE), oeste (W) e leste (E), com anomalias da TSM do Oceano Atlântico Norte (ATN) e Sul (ATS), entre 1982 e 2010. Com significância estatística acima de 95%.

Região	Mês											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
NW	-0,3 (ATS)	*	*	0,4 (ATN)	*	*	*	-0,3 (ATN)	-0,4 (ATN)	*	*	*
NE	*	*	*	0,3 (ATN)	*	*	*	*	*	*	*	*
W	0,5 (ATS)	*	*	*	*	-0,3 (ATN)	*	*	-0,5 (ATN)	-0,3 (ATS)	*	*
E	-0,3 (ATS)	*	*	0,3 (ATN)	-0,3 (ATN)	0,3 (ATS)	*	*	-0,4 (ATN)	0,3 (ATS)	-0,4 (ATS)	*

*Não significativo.

4.3 NÍVEIS DOS PRINCIPAIS RIOS DA AMAZÔNIA OCIDENTAL EM 1998, 2005 E 2010

Os rios da Bacia Amazônica estão entre os maiores do mundo. Pela sazonalidade da precipitação nas suas nascentes e ao longo dos seus cursos, os grandes rios amazônicos apresentam ciclos hidrológicos bem-definidos, com uma estação de cheia e uma estação de seca por ano. Entretanto, por sua variabilidade climática e hidrográfica, as cheias e secas e a amplitude média do nível dos rios variam consideravelmente entre as regiões da bacia amazônica (Figura 12).

A Figura 12 apresenta o ciclo anual dos rios da Amazônia Ocidental fornecido pela média mensal do nível dos rios Solimões, Negro, Branco, Juruá, Purus e Madeira. A linha sólida preta representa o ciclo anual do nível do rio construído pela média de longo prazo (climatologia) para cada mês do ano de 1980 a 2010. Observa-se, por essa figura que, climatologicamente, o rio Negro atinge níveis máximos de maio a junho e mínimos de outubro a novembro. Os níveis do rio Negro em Manaus refletem a influência de sua bacia hidrográfica, que se estende sobre o norte da região Amazônica, e do rio Solimões, cuja bacia hidrográfica se estende sobre o sul e oeste da região amazônica. Ressalta-se que os rios Juruá e Purus desembocam no Solimões a sudoeste de Manaus.

As outras três linhas apresentadas na Figura 12 representam a média mensal observada no nível do rio de junho de 1997 a dezembro de 1998 (linha sólida azul), de junho de 2004 a dezembro de 2005 (linha sólida verde) e de junho de 2009 a dezembro de 2010 (linha sólida vermelha). Esses três eventos apresentam o nível do rio bem abaixo da climatologia, especialmente nos meses de outubro e novembro de 1998, 2005 e 2010, para a maior parte da região, evidenciando o efeito da seca.

O período de cheia e vazante nos rios da Amazônia Ocidental ocorre em meses diferentes, sendo agosto, setembro e outubro o período de vazantes nos rios Madeira em

Porto Velho, Solimões em Tabatinga e Juruá no município de Juruá (Figura 12). O período de cheia ocorre em fevereiro, março e abril em Porto Velho, e março, abril e maio em Tabatinga e em Juruá. Os rios Purus no município de Beruri, Negro em Manaus e Solimões em Manacapuru apresenta os meses de outubro, novembro e dezembro como sendo o período de vazantes e maio, junho e julho como sendo o período de cheia (Figura 12).

O rio Branco em Boa Vista no estado de Roraima apresenta os meses de fevereiro, março e abril, como sendo os meses de vazante, e junho, julho e agosto como sendo os meses de cheia (Figura 12). Observa-se que entre os meses de junho dos anos de 1997, 2004, 2009 e abril dos anos de 1998, 2005 e 2010, a seca foi mais intensa no estado de Roraima, no entanto, entre abril e dezembro dos anos de 1998 e 2005, os valores se aproximaram da média histórica do período. Por outro lado, entre abril e dezembro de 2010 o nível do rio Branco, em Boa Vista, Roraima, estava muito acima da média.

O nível do rio Madeira em Porto Velho esteve abaixo da média entre os meses de março e outubro dos anos de 1997 e 2005, e em 2010 foi registrado valor abaixo da média entre junho e dezembro de 2010 (Figura 12). Quando o nível do rio Madeira chega a marca de 2 e 3 metros, como registrado em 1998, 2005 e 2010 no período de vazante, provocando o surgimento de grandes bancos de areias ao longo da hidrovia rio Madeira, dificultando o fluxo de carga entre Porto Velho e Manaus/Itacoatiara. Segundo a Marinha do Brasil, surgem muitas praias de areia no rio Madeira, que são chamados de pontos críticos para navegação, devido assoreamento. O fluxo de carga de combustível de Manaus para Porto Velho reduz em 40% e aumenta de 8 para 15 dias a duração das viagens das balsas que transportam combustíveis.

O combustível chega até a distribuidora em Porto Velho, que funciona como uma central para o abastecimento do estado de Rondônia, Acre e noroeste do Mato Grosso. No entanto, quando reduz o fluxo de carga de combustível de Manaus para Porto Velho,

começa a faltar combustível nos postos de Porto Velho e Acre. Segundo o Sindicato do Comércio Varejista de Derivados de Petróleo e Lubrificantes do Estado de Rondônia, uma solução para o problema é transportar combustível de Paulínia, no estado de São Paulo, para Porto Velho, o que aumenta o preço do frete, e isso acaba sendo repassado para o consumidor.

Para o evento de 1997/1998 no rio Negro, os níveis do rio em outubro e novembro de 1997 estiveram bem abaixo da climatologia, atingindo condições próximas à climatologia durante os meses de junho e agosto de 1998, retornando para condições abaixo da climatologia depois de agosto de 1998. Para o evento de 2004/05 no rio Negro, os níveis do rio em outubro e novembro de 2004 estiveram acima da climatologia, atingindo valores próximos à climatologia em janeiro e fevereiro de 2005 e acima da climatologia de março a junho de 2005. Após esse período, condições abaixo da climatologia passaram a ser observadas. No evento de 2009/10, os níveis do rio Negro em novembro e dezembro de 2009 estiveram abaixo da climatologia, permanecendo próximo à climatologia até junho de 2010, com o retorno das condições abaixo da climatologia após julho de 2010.

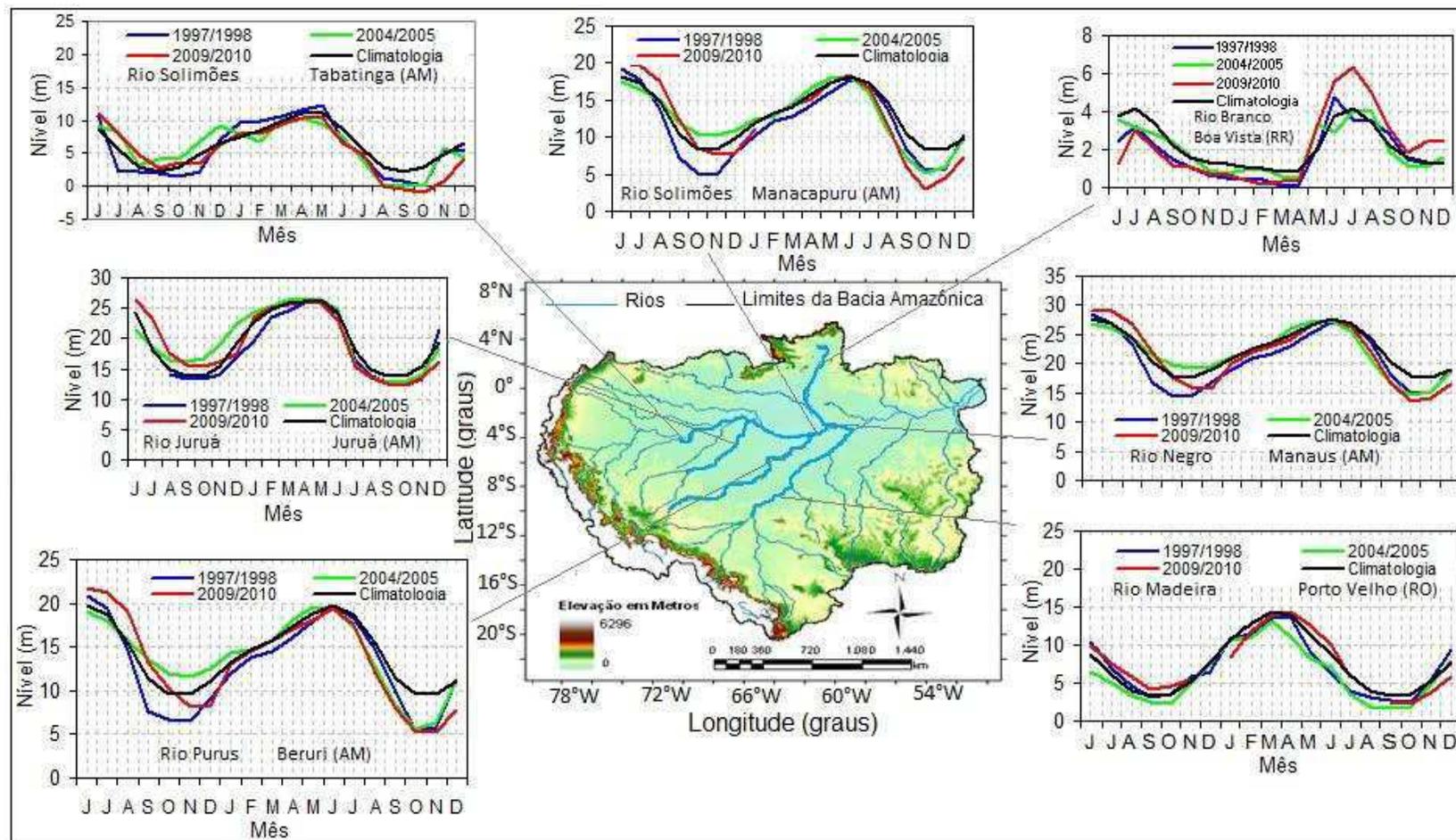


Figura 12 – Níveis de água nos principais rios da Amazônia Ocidental durante a seca de 1997/1998, 2004/2005 e 2009/2010.

Os rios Solimões em Manacapuru e Purus em Beruri, ambos localizados no estado do Amazonas, apresentaram níveis de água abaixo da média em 1998, 2005 e 2010, no entanto, o rio Juruá no estado do Amazonas não foi observado variações significativas durante as grandes vazantes (Figura 12).

Também foi observada cheia em 2009 em todos os rios utilizados no estudo, exceto no rio Branco, em Boa Vista no estado de Roraima. Cheia extrema com nível de 29,77 metros foi registrada em julho de 2009, no rio Negro em Manaus, valor este, superior às cheias de 1953 (29,69 metros em junho), 1976 (29,61 metros em junho), 1989 (29,42 metros em julho), 1922 (29,35 metros em junho) e 1999 (29,30 metros em junho).

Foram realizadas pesquisas bibliográficas em conjunto com análises dos relatórios de avaliação de Danos (Avadan) publicados pela Defesa Civil estadual quando da solicitação de decretação do estado de emergência por conta dos eventos climáticos extremos de seca e cheia, disponíveis na Secretaria Nacional de Proteção e Defesa Civil, como também dados do IBGE (2012). Pela escassez de dados da Defesa Civil, relativos às secas de 1997/1998 e 2005, não foi possível realizar uma avaliação comparativa dos impactos dos três eventos de seca extrema analisados. Apesar disso, os dados disponíveis relativos à seca de 2010 e à cheia de 2009 permitiram uma avaliação comparativa dos efeitos das secas e cheias extremas sobre as comunidades que vivem na zona rural.

A Tabela 8 apresenta dados da população afetada e do total de desabrigados para a cheia extrema de 2008/09 e para a seca extrema de 2009/10 em comparação com o contingente populacional (total e rural) obtidos a partir da base de dados do IBGE. Os percentuais foram calculados em relação à população rural de cada macrorregião por considerar-se que, embora a Defesa Civil aponte para a ocorrência de danos nas áreas urbanas, a população rural tende a ser a mais impactada pelas oscilações extremas de seca e cheia na região.

Os dados apresentados nessa tabela mostram que, dentre as quatro macrorregiões analisadas, as mais prejudicadas pela cheia de 2009 foram o Médio Solimões e o Médio Amazonas, com mais de 60% da população rural afetada. Na seca de 2010, as regiões mais prejudicadas também foram o Médio Solimões e Médio Amazonas, com mais de 70% da população rural afetada. Embora os números apresentados pela Defesa Civil possam não ser rigorosos, a análise conjunta da cheia de 2009 e da seca de 2010 aponta para uma clara diferença entre o percentual de pessoas desabrigadas em 2009 (47,9%) e em 2010 (1%).

Apesar da expressiva carência de informações detalhadas, a análise preliminar dos impactos dos eventos extremos de seca e cheia na Amazônia permite supor que importantes impactos econômicos para a população local tendem a ocorrer em períodos de cheia extrema. Por causa da inundação, nesses períodos, a população é obrigada a abandonar suas casas, perde seus pertences e se vê desalojada.

No que se refere aos impactos das secas extremas, não se pode descartar aspectos bastante significativos para a população local, como problemas de contaminação e disponibilização de água potável para abastecimento humano e o expressivo aumento da mortalidade de peixes. No entanto, as fontes de informação consultadas não permitem quantificar esse efeito em termos de impactos na população local.

O aumento das cheias e secas extremas tem forte impacto socioeconômico para a população rural da Amazônia, que, em sua maioria, vive ao longo dos grandes rios. Secas extremas inibem o abastecimento via transporte fluvial e grandes enchentes destroem parte das lavouras e podem colocar em risco a vida de animais domésticos e dos próprios ribeirinhos. Por isso, a previsão dos picos de enchente e seca é de suma importância para os estados que integram a bacia amazônica.

Tabela 8 – Percentual da População Rural do Amazonas afetada e desalojada na cheia de 2009 e na seca de 2010. Fonte: Secretaria Nacional de Proteção e Defesa Civil.

Região	Total	Rural	População							
			2009				2010			
			Afetada	%	Desalojada	%	Afetada	%	Desalojada	%
Alto Solimões: Atalaia do Norte, Benjamin Constant, Tabatinga, São Paulo de Olivença, Amaturá, Santo Antônio do Içá, Tonantins, Jutai, Fonte Boa	224.094	93.930	39652	42,2	17.371	18,5	26.971	29,7	3.514	3,7
Médio Solimões: Juruá, Uarini, Alvarães, Tefé, Coari, Codajás, Anori, Anamã, Marã	241.464	82.608	50602	61,3	18.071	21,9	82.608	100,1	0	0,0
Médio Amazonas: Manacapuru, Manaquiri, Careiro, Iranduba, Manaus, Careiro da Várzea, Autazes, Itacoatiara, Urucuritiba, Silves, Itapiranga, Urucará	217.7961	175.387	115.348	65,8	13.368	7,6	84.553	48,2	335	0,2
Baixo Amazonas: Maués, Boa Vista do Ramos, Barreirinha, Parintins, Nhamundá	214.81	92.144	20.595	22,4	10.901	11,8	71.633	77,7	0	0,0
	2.858.400	44.4070	226.197	47,9	59.711	59,8	265.864	63,7	3.849	1,0

4.4 ANÁLISE DE CHEIA E VAZANTE NO MUNICÍPIO DE MANAQUIRI

O município de Manaquiri, está localizado na parte central da Amazônia Ocidental, ou seja, no centro da Bacia Amazônica, e as margens direita do rio Solimões (Figuras 2 e 14). Sua altitude varia entre 10 e 40 metros em relação ao nível do mar.

A população urbana e rural do município reside às margens do rio Manaquiri. Sendo este, a principal via de locomoção da população ribeirinha do município, como também da população urbana. Vale destacar que a sede do município possui um acesso por via terrestre, e que a rodovia funciona melhor durante o período seco, no entanto, apresenta um maior custo para a população do município. O transporte fluvial é o meio mais econômico e mais rápido de locomoção entre as comunidades do município, e entre as cidades de Manaquiri e Manaus.

O isolamento causado pelas grandes vazantes afeta aproximadamente 14 mil pessoas pertencentes a quarenta e três comunidades do município. Cerca de 2500 alunos de 17 escolas tiveram aulas suspensas devido ao nível baixo do rio Manaquiri em 2005 e 2010 (OLIVEIRA et al., 2012).

É importante destacar que ocorre redução no nível de água do rio Manaquiri durante a estação seca, especificamente nos meses de setembro, outubro, novembro e dezembro. Durante este período observa-se redução na cobertura de nuvens, baixa pluviosidade e aumento no fluxo de radiação solar à superfície. A radiação solar intensifica o processo de aquecimento da superfície terrestre, reduzindo a umidade do solo e aumentando a temperatura da água dos rios e lagos. Como o volume de água do rio Manaquiri foi reduzido durante as grandes secas (97/98, 04/05 e 09/10), favoreceu o aquecimento das camadas superior e inferior de água, reduzindo o oxigênio, e provocando a morte de milhares de peixes (Figura 16) (OLIVEIRA et al., 2012).

Com a morte, de milhares de peixes, famílias ribeirinhas ficam sem acesso a sua fonte de renda e sem alimentos, como também sem água para uso doméstico. O governo municipal, estadual e federal, por meio da defesa civil e forças armadas (Figura 15), providenciam o envio de alimentos as comunidades mais isoladas durante as grandes vazantes e cheias na Amazônia Ocidental, incluindo o município de Manaquiri.

Durante grandes enchentes, a população ribeirinha sofre com a inundação em suas residências, áreas agrícolas ficam submersas, e alguns trechos das rodovias terrestres ficam bloqueados, não permitindo a travessia com veículos, restando apenas à locomoção pela via fluvial (OLIVEIRA et al., 2012).

Com o objetivo de explicar o mecanismo que causou grandes vazantes e cheias no rio Manaquiri, foi analisada a profundidade do rio Manaquiri e do rio Solimões, em relação ao nível do mar, utilizando o modelo de elevação digital SRTM. E foi observado que o fundo rio Manaquiri esta a 10 metros acima do nível do mar, enquanto o rio Solimões, na foz do rio Manaquiri, esta a 7 metros em relação ao nível do mar. Com isso, podemos concluir que o escoamento do rio Manaquiri, esta conectado com o escoamento de água do rio Solimões, ou seja, se o rio Solimões estiver com o seu nível de água acima do normal, o município de Manaquiri sofre com o evento de cheia, e se o nível do rio Solimões estiver com o seu nível baixo, praticamente toda água do rio Manaquiri e lagos escoam rapidamente para o rio Solimões, causando o evento de seca.

Foi analisado o nível de água do rio Solimões (Figura 13) em Manacapuru próximo ao município de Manaquiri, com o objetivo de explicar o comportamento do nível do rio Manaquiri. Observa-se, com base na Figura 13, que climatologicamente (linha preta) o rio Solimões atinge níveis máximos de maio a julho e mínimos de outubro a novembro. Os níveis do rio Solimões em Manacapuru refletem a influência de sua capacidade hidrográfica, que se estende sobre o sudoeste da região Amazônica.

Os três eventos (97/98; 04/05 e 09/10) apresentam o nível do rio bem abaixo da climatologia, especialmente nos meses de outubro e novembro de 1998, 2005 e 2010, evidenciando o efeito da seca observado nessa região (Figura 16). As principais diferenças entre esses eventos são observadas nos anos anteriores. Para o evento de 1997/1998, os níveis do rio em outubro e novembro de 1997 estiveram bem abaixo da climatologia, atingindo condições próximas à climatologia durante os meses de junho e agosto de 1998. Para o evento de 2004/2005, os níveis do rio em outubro e novembro de 2004 estiveram acima da climatologia, atingindo valores próximos à climatologia em janeiro e fevereiro de 2005 e acima da climatologia de março a junho de 2005. Após este período, condições abaixo da climatologia passaram a ser observadas. No evento de 2009/10, os níveis do rio em novembro e dezembro de 2009 estiveram abaixo da climatologia, permanecendo próximo à climatologia até junho de 2010, com o restabelecimento das condições abaixo da climatologia após julho de 2010.

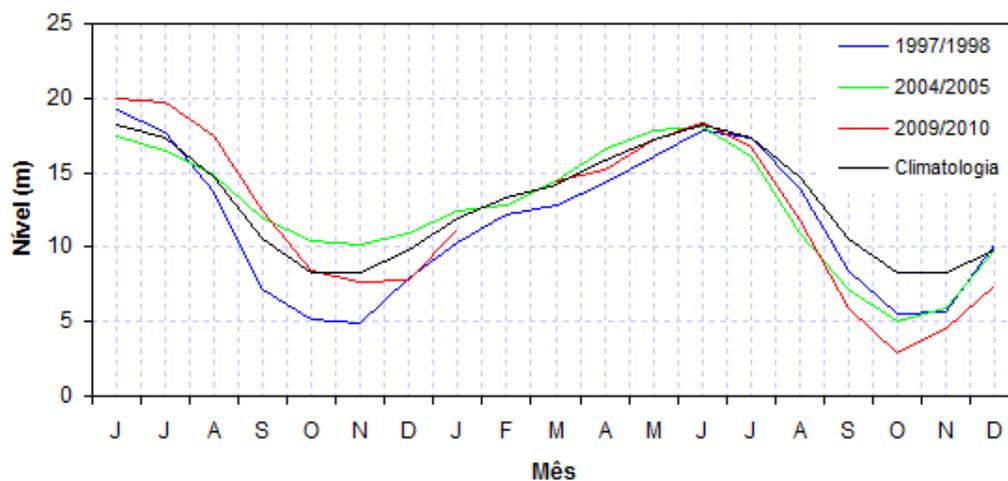


Figura 13 - Ciclo anual do nível do rio Solimões (metro) em Manacapuru no estado do Amazonas, dado pela média mínima mensal do nível do rio de janeiro a dezembro. A linha sólida preta representa o ciclo anual do nível do rio construído pela média de longo prazo (climatologia) para cada mês do ano de 1980 a 2010. A linha sólida azul representa o nível médio mensal do rio de junho de 1997 a dezembro de 1998. A linha sólida verde representa o nível médio mensal do rio de junho de 2004 a dezembro de 2005. A linha sólida vermelha representa o nível mensal do rio de junho de 2009 a dezembro de 2010.

Diante do exposto, concluem que uma anomalia positiva de chuvas no sudoeste da região amazônica, causa enchente na parte central da Amazônia Ocidental, afetando comunidades ribeirinhas e cidades as margens de rios, especificamente no município de Manaquiri. Por outro lado, quando ocorre anomalia negativa de chuvas no sudoeste da região amazônica, famílias ribeirinhas que vivem as margens do rio Manaquiri sofrem com o isolamento (Figuras 15, 16). As chuvas no sudoeste da Amazônia Ocidental produz aumento das vazões dos rios Purus e Juruá, além de outros rios de menor envergadura, estes rios desembocam no Solimões a jusante da foz do rio Manaquiri. A elevação do nível das águas do Solimões pode levar a um refluxo das águas do Manaquiri, causando enchentes nas comunidades ribeirinhas.



Figura 14 - Localização do município de Manaquiri no estado do Amazonas. Linha sólida vermelha representa o rio Manaquiri. O ponto vermelho representa a localização da estação fluviométrica no município de Manacapuru no rio Solimões (o fundo do rio esta a 7 metros em relação ao nível do mar). O ponto preto representa a foz do rio Manaquiri (o fundo do rio esta a 10 metros em relação ao nível do mar).



Figura 15 - Vazante e cheia no município de Manaquiri no estado do Amazonas. Fonte: Fotos cedidas pela Defesa Civil do Município de Manaquiri – AM.

Outro produto utilizado no estudo foram imagens do satélite Landsat 5 para verificar a extensão espacial da cheia e vazantes no município de Manaquiri (Figura 16).

Após o empilhamento das bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7 do satélite Landsat 5, e realizado os recortes referente a área de estudo, foi possível identificar as áreas afetadas com cheias e vazantes. A primeira imagem selecionada é de 27 de novembro de 1984, onde foi possível verificar a predominância da vegetação nativa na área de estudo. No entanto, em 1984 existia um povoado na área de estudo, com o nome de Vila do Jaraqui, o qual contribuiu para formação do município de Manaquiri em 23 de outubro de 1985. A segunda imagem utilizada é de 27 de outubro de 1997 onde foi possível verificar mudanças na cobertura vegetal da região e uma extensa área seca, o qual o fundo do rio Manaquiri e os lagos do município ficaram cobertos com gramíneas nativas, com a cor verde-amarelada. Nas imagens de 30 de agosto de 2005 e 10 de setembro de 2009, observa a presença de águas nos lagos e também no rio Manaquiri. No entanto, as imagens de 01 e 17 de outubro de 2005 e, 10 de novembro de 2009 verificam-se uma extensa área seca, como a seca de 1997. As cheias e vazantes no rio Manaquiri estão diretamente ligado ao aumento ou redução do nível do rio Solimões (Figura 13), estando o município de Manaquiri dependente das chuvas do sudoeste da região amazônica, para manutenção do volume de água dos lagos e do rio Manaquiri.

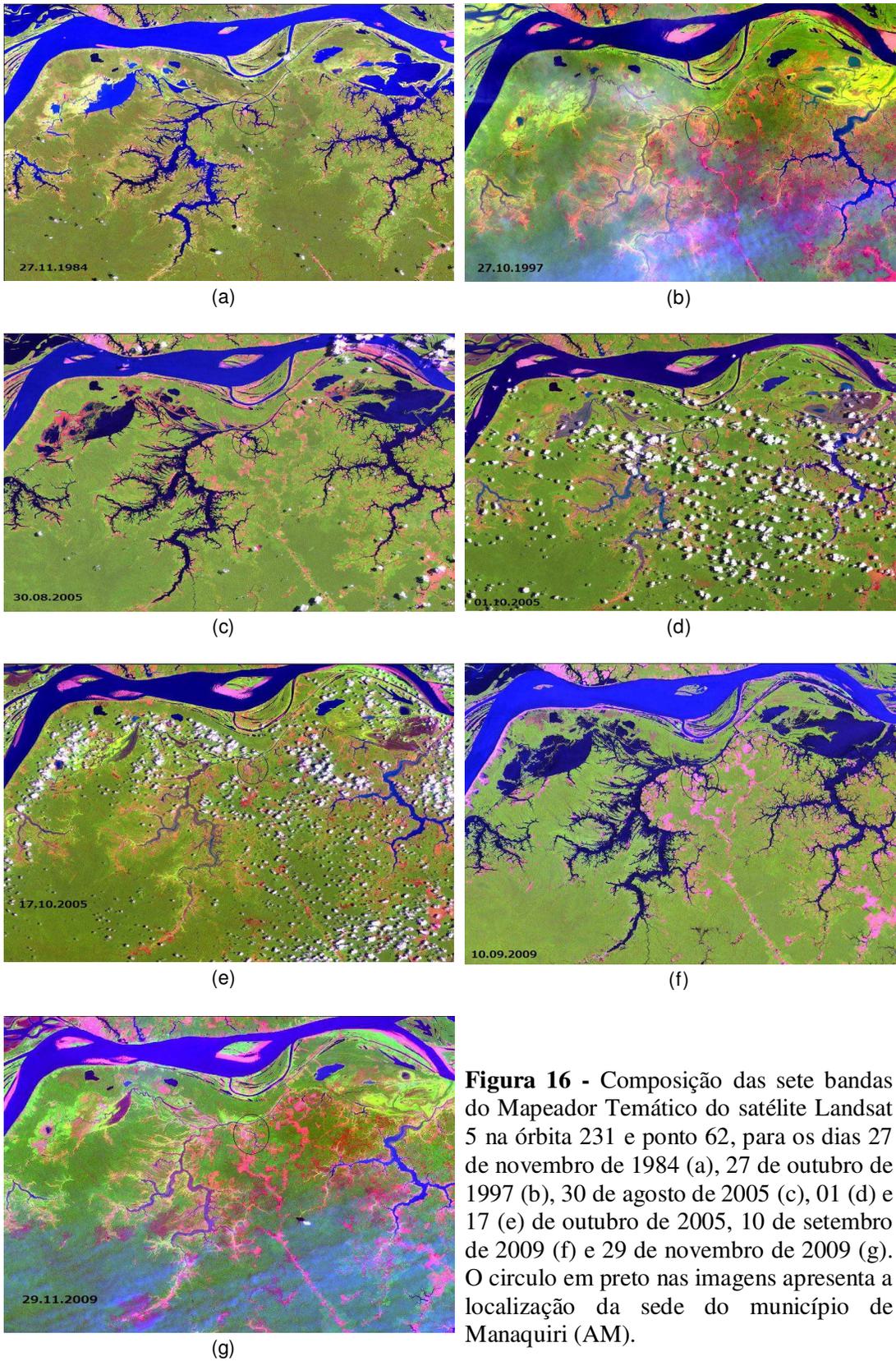


Figura 16 - Composição das sete bandas do Mapeador Temático do satélite Landsat 5 na órbita 231 e ponto 62, para os dias 27 de novembro de 1984 (a), 27 de outubro de 1997 (b), 30 de agosto de 2005 (c), 01 (d) e 17 (e) de outubro de 2005, 10 de setembro de 2009 (f) e 29 de novembro de 2009 (g). O círculo em preto nas imagens apresenta a localização da sede do município de Manaquiri (AM).

4.5 CHEIA RECENTE NO RIO MADEIRA

O nível de água do rio Madeira atingiu seu valor máximo em março de 2014, com uma cota de 19,74 metros. De acordo com dados da Agência Nacional de Águas – ANA, o valor máximo histórico, anteriormente registrado, foi de 15,6 metros em 1997. A cheia de 2014 ultrapassou a marca histórica em 4,1 metros, se destacando como a maior cheia já registrada no rio Madeira (Figura 17).

Em 21 de janeiro de 2014 o rio Madeira em Porto Velho, capital de Rondônia, atingiu a cota de 15 metros. Este valor em condições normais é registrado no final de março e início de abril, período este, que o nível do rio Madeira atinge seu valor máximo. Quando o rio Madeira atinge a marca de 15 metros, é emitido pela Defesa Civil um alerta de atenção para as autoridades e sociedade, utilizando todos os meios de comunicação. É importante destacar, que em dezembro de 2013 a Defesa Civil alertou as autoridades do Município de Porto Velho, sobre uma possível cheia, devido os registros de nível de água no porto de Porto Velho estar acima do normal para o mesmo período.

Em 05 de fevereiro de 2014 o nível do rio Madeira atingiu a marca de 16 metros, ou seja, 1 metro acima do valor máximo já registrado, o que levou a Defesa Civil a emitir um alerta. Em 12 de fevereiro de 2014 o nível subiu para marca de 17 metros, considerado como o nível de inundação, e foi decretado situação de emergência pela Prefeitura de Porto Velho.

A cheia de 2014 no rio Madeira desabrigou cerca de três mil famílias, somando famílias de bairros com altitude mais baixa em Porto Velho, distritos de Jaci Paraná, Abunã e população ribeirinha (Figura 18a). Muitas famílias perderam suas casas com a cheia, áreas agrícolas e de pastagens ficaram submersas. A enchente também isolou os municípios de Nova Mamoré e Guajará Mirim no Estado de Rondônia e, o Estado do Acre,

devido à lâmina de água que ficou sobre a BR 364, que é a única via terrestre de acesso (Figura 19b).

Com a interdição da BR 364 os caminhões que transportava produtos alimentícios, combustível e gás, ficaram presos em trechos da BR 364, e não conseguia chegar até o município de Nova Mamoré e Guajará Mirim em Rondônia, como também no Estado do Acre.

O município de Humaitá no sul do Estado do Amazonas também ficou isolado, pois a rodovia que dá acesso ao estado de Rondônia (BR 319) apresentou trecho submerso pelas águas. A rodovia Transamazônica (BR 230), nas proximidades de Apuí e no trecho Humaitá, Apuí e o distrito Santo Antônio do Matupi, também foi comprometida, pois uma cratera em trecho da estrada no km 280 interrompeu o tráfego de veículos. Na BR 319 a ponte foi obstruída pelas águas. Vários municípios no sul do Estado do Amazonas decretaram situação de emergência.

Devido à lâmina de água sobre a BR 364 nos distritos de Jaci Paraná e Mutum Paraná no Estado de Rondônia, o fluxo de veículos foi interrompido. A Defesa Civil de Rondônia estimou em 20 mil o número de pessoas que foram afetadas com a cheia de 2014. É importante destacar que não foi registrado mortes ocasionadas pela cheia.

A ação conjunta entre a Defesa Civil, Corpo de Bombeiros estadual e da Força Nacional de Segurança, Exército, Aeronáutica, Marinha, Polícia Rodoviária Federal, Departamento Nacional de Infraestrutura e Transporte, cooperação entre os Governos de Rondônia e Acre, amenizou a gravidade da enchente, no sentido de salvar vidas. Também vale destacar as grandes campanhas realizadas no estado de Rondônia para arrecadação de alimentos, roupas e colchões para as famílias desabrigadas, que foram alocadas em escolas municipais, estaduais e ginásios.

Com a enchente muitos sedimentos foram transportados da Bolívia para o Brasil, fazendo com que algumas residências ficassem submersas em bancos de areias. A estrutura da BR 364, nos pontos alagados ficou comprometida. Em Rondônia, segundo a Defesa Civil o prejuízo foi estimado em 55 milhões.

Aviões da Força Aérea Brasileira diariamente se deslocava de Porto Velho, capital de Rondônia para Rio Branco, capital do Acre, carregado com toneladas de alimentos básicos para suprir necessidades da população acreana, várias medidas foram tomadas para amenizar o problema de desabastecimento.

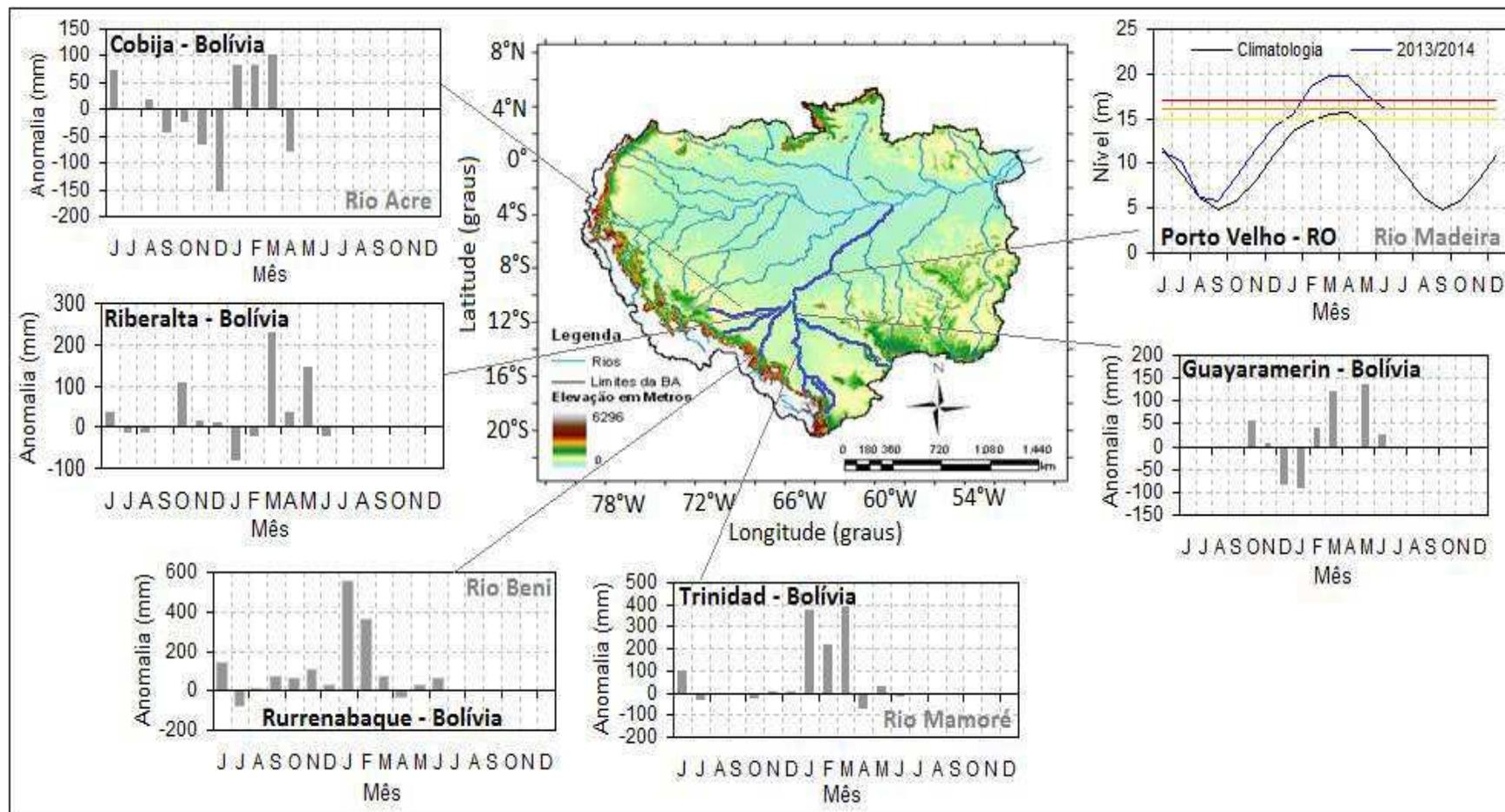


Figura 17 – Anomalia de precipitação na Bolívia e nível de água no rio Madeira em Porto Velho durante a cheia de 2014. As linhas contínuas amarela, laranja e vermelha, representam as cotas de atenção, alerta e inundação, respectivamente.



Figura 18 – Alagamento devido à cheia no rio Madeira em 2014. (a) Distrito do município de Porto Velho e (b) BR 364 no sentido Acre submersa. Fonte: Defesa Civil de Rondônia.

Na cidade de Porto Velho prédios públicos ficaram alagados, como o Tribunal Regional Eleitoral, Justiça Eleitoral, complexo turístico da Estrada de Ferro Madeira Mamoré e Receita Federal. Várias residências, prédios e ruas em Porto Velho ficaram em parte submersos. Atualmente a Prefeitura Municipal trabalha no sentido de construir casas para as famílias que perderam suas casas durante a cheia. O Estado de Rondônia recebeu cerca de 5 milhões de

reais, para auxiliar aos desabrigados, durante a visita da Presidente do Brasil a região, para acompanhar os problemas da cheia.

O nível de água do rio Madeira esteve acima da média máxima desde agosto de 2013, e aumentou ao longo do ano (Figura 17). Foram registrado chuvas acima da normal climatológica na Bolívia no final de 2013 e nos três primeiros meses de 2014, contribuindo significativamente com a cheia no rio Madeira (Figura 17).

O evento extremo de cheia afetou o fluxo de carga no rio Madeira, devido à vulnerabilidade da estrutura logística para embarque e desembarque, tanto no Porto Público, como no Porto Privativo da capital Porto Velho, devido avanço do nível d'água. No entanto, tal problema foi resolvido ao longo dos meses da cheia. No entanto, com o alagamento de partes da BR 364 no sentido Acre, que funciona como a única via terrestre para transporte de cargas de Rondônia para o estado do Acre, o abastecimento dos postos de combustível e supermercados do estado do Acre ficou comprometido.

Segundo o SIPAM (2014) o posicionamento da Alta da Bolívia favoreceu a convecção mais intensa sobre a Bolívia, e em grande área da bacia do rio Madeira. Os maiores volumes de chuva ocorreram no sul da Amazônia, com áreas nos estados de Rondônia, Mato Grosso e Tocantins, em que os índices pluviométricos ficaram acima de 400 mm, devido à atividade da Alta da Bolívia, sistemas frontais e Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Na porção norte da Amazônia Ocidental, os totais de chuva ficaram abaixo de 150 mm na maior parte da região em razão da pouca entrada de umidade na região decorrente da fraca atividade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Durante a cheia de 2014 no rio Madeira foi observado anomalias negativas de temperatura nas regiões Nino 1+2 e Nino 3, de dezembro/2013 a março/2014, e na Nino 3.4, de dezembro/2013 a abril/2014, e anomalias positivas nos meses de abril e maio nas áreas Nino 1+2 e Nino 3 e em maio na Nino 3.4 (Tabela 9). Por outro lado, a TSM no oceano

Atlântico Norte ficou acima da média em dezembro/2013 e janeiro/2014 e abaixo de fevereiro/2014 a maio/2014, enquanto no Atlântico Tropical Sul foi superior à climatologia durante todo período (Tabela 9) se mantiveram neutra por todo o período, com exceção do mês de maio. O Índice Multivariado do El Niño Oscilação Sul (IME) foi negativo de dezembro/2013 a março/2014 e positivo em abril e maio/2014. O Índice de Oscilação Sul – (IOS) negativo em dezembro e janeiro e positivo de fevereiro a maio/2014 (Tabela 9).

Observa-se que as anomalias de temperaturas nas áreas do Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical foram muito próximas de zero, exceto Nino 1+2 em fevereiro/2014 (negativo) e maio/2014 (positivo), Nino 3.4 em fevereiro/2014 e Atlântico Tropical sul em maio/2014. O IME também apresentou valores de zero, exceto em maio/2014. O IOS. exibiu valores com magnitude inferior a 2,0, indicativo de neutralidade, exceto em março/2014. Portanto, não se pode afirmar que as anomalias de precipitação observadas no sudoeste da Amazônia Ocidental no verão/outono de 2013/14 foram decorrentes das condições da TSM no Atlântico Tropical e Pacífico Equatorial. Assim sendo são necessários novos estudos para investigar possíveis mecanismos provocadores da variabilidade interanual do clima na Amazônia Ocidental, além das anomalias nas condições dos Oceanos Pacífico e Atlântico.

Tabela 9 - Anomalias da TSM (°C) de dezembro (D) de 2013 a maio (M) de 2014 nos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical e índices IME e IOS.

Índices	Meses					
	D	J	F	M	A	M
Nino 1+2	-0,28	-0,11	-0,68	-0,42	-0,33	0,68
Nino 3	-0,23	-0,38	-0,54	-0,10	0,12	0,59
Nino 3.4	-0,37	-0,53	-0,69	-0,39	-0,11	0,38
Atlântico Norte	0,27	0,13	-0,08	-0,35	-0,21	-0,23
Atlântico Sul	0,11	0,11	0,22	0,23	0,31	0,66
IME	-0,31	-0,32	-0,27	-0,08	0,15	0,93
IOS	-0,27	-1,89	0,03	2,10	0,77	1,72

4.6 ANÁLISE DO FLUXO DE CARGA NA HIDROVIA RIO MADEIRA

A decisão de um usuário para movimentação de sua carga depende dos custos e as características operacionais do serviço de transporte. De acordo com Stulp e Plá (1992), um dos segmentos que mais interfere na eficiência dos diversos setores da economia de um país é o segmento de transporte. No caso brasileiro, o sistema rodoviário ainda é o principal modal utilizado para o transporte de cargas agrícolas; em muitos casos, é a única alternativa para movimentação desse tipo de produto, devido à escassez de hidrovias e ferrovias que liguem grandes distâncias e, ao mesmo tempo, situem-se perto dos pólos produtores.

No processo de comercialização da soja, o trajeto percorrido por esse produto é, basicamente, da área da produção ao armazém e depois para a fábrica ou porto, ou ainda, diretamente da área de produção para a fábrica ou porto (SOARES et al., 1997). Os produtos derivados do processamento da soja (farelo e óleo) têm como destino o mercado interno ou externo.

A infra-estrutura ferroviária e hidroviária do País é insuficiente para realizar o transporte de grão. Isso faz com que seja necessária a utilização do modal rodoviário para o transporte de grande parte da produção de soja brasileira, mesmo quando se trata de longas distâncias. O problema dessa predominância também se dá pelo baixo aproveitamento do transporte, pois um caminhão carrega cerca de 150 vezes menos soja do que uma composição ferroviária e cerca de 600 vezes menos do que um comboio de barcaças numa hidrovia como a do Rio Madeira (OJIMA, 2004).

O modal hidroviário, o problema reside na baixa capacidade de inter-modalidade e comboio, além de oferecer pouca atratividade de investimentos devido às barreiras ambientais. As questões de eficiência dos portos e de deficiência na armazenagem também têm sido pontos relevantes. Esses fatores influenciam o desempenho das exportações e a competitividade da soja brasileira no mercado mundial.

A soja e o milho produzido no sul do estado de Rondônia e noroeste do Mato Grosso escoam pela via terrestre BR 364 até o Porto em Porto Velho, e em seguida pela Hidrovia Rio Madeira. E de acordo com dados da Agência Nacional de Transportes Aquaviários (ANTAQ) o destino da soja produzida em Rondônia e noroeste do Mato Grosso em 2010 (Figura 19), foi para Espanha (6%), Grã-Bretanha (6%), Rússia (10%), Noruega (14%), Itália (15%), Holanda (16%) e outros países (33%). Com relação ao escoamento do milho (Figura 20), os dados apresentam exportações para Holanda (3%), República Dominicana (7%), Venezuela (7%), Argélia (14%), Marrocos (29%) e Colômbia (39%).

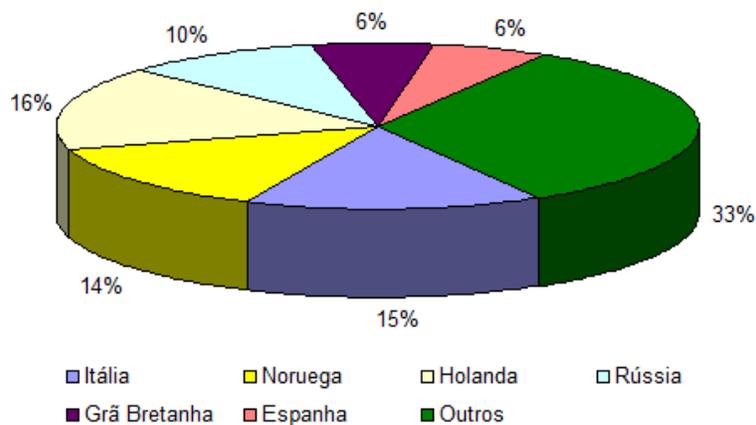


Figura 19 - Destino da soja de Rondônia e noroeste do Mato Grosso. Fonte: ANTAQ (2011)

As maiores dificuldades encontradas para escoamento da produção dos grãos pela Hidrovia Rio Madeira, ocorreu durante o período de cheia e seca, devido à inundação ou afastamento d'água do local de localização do porto. A estrutura logística do Porto em Porto Velho, não esta adequada para funcionamento durante eventos extremos de secas e cheias.

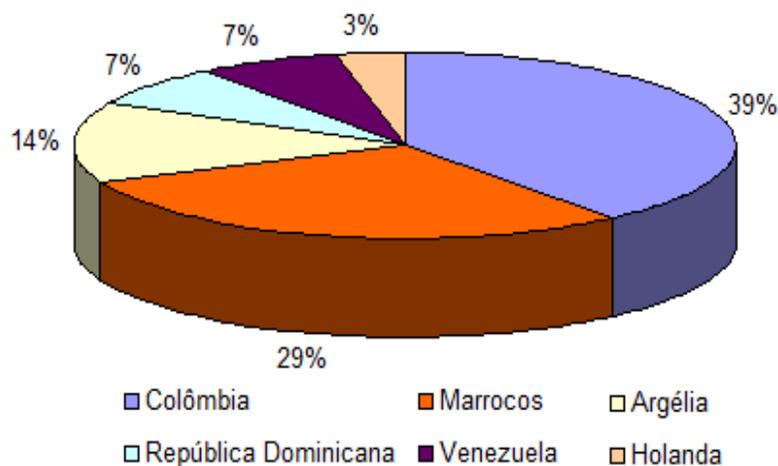


Figura 20 - Destino do milho produzido em Rondônia e noroeste do Mato Grosso. Fonte: ANTAQ (2011)

Em agosto, setembro e outubro de 1998, 2005 e 2010, o nível de água do rio Madeira em Porto Velho variou entre 2 e 3 metros, contribuindo para o surgimento de vários pontos

críticos (bancos de areias ou praias) no leito do rio. Com isso o canal de navegação ficou estreito e o nível baixo, reduzindo o fluxo de carga e aumentando o tempo de viagem pela Hidrovia Rio Madeira.

A Hidrovia Rio Madeira na Amazônia Ocidental ocupa uma posição estratégica para o transporte de grãos de Rondônia e noroeste do Mato Grosso, para o mercado interno e externo. A construção do porto graneleiro em Porto Velho, em 1995, e a abertura para plena operação, em 1997, da hidrovia do Rio Madeira mudaram o perfil econômico de Rondônia. Com 1.115 km, a hidrovia liga a capital, Porto Velho, ao Porto de Itacoatiara, no Rio Amazonas, possibilitando o transporte dos produtos agrícolas do estado e de importantes regiões situadas na parte oeste do estado do Mato Grosso. Até o ano de 2002, a movimentação de produtos do agronegócio pela hidrovia se dava exclusivamente através do Grupo Hermasa, transportando soja em grãos. A partir de 2003, além do aumento da competição no modal, proporcionado pelo início das operações da empresa Cargill, a partir de Porto Velho, observa-se também uma maior diversificação no escoamento através de produtos do complexo soja (pellets, óleo e casquinha de soja) e do milho.

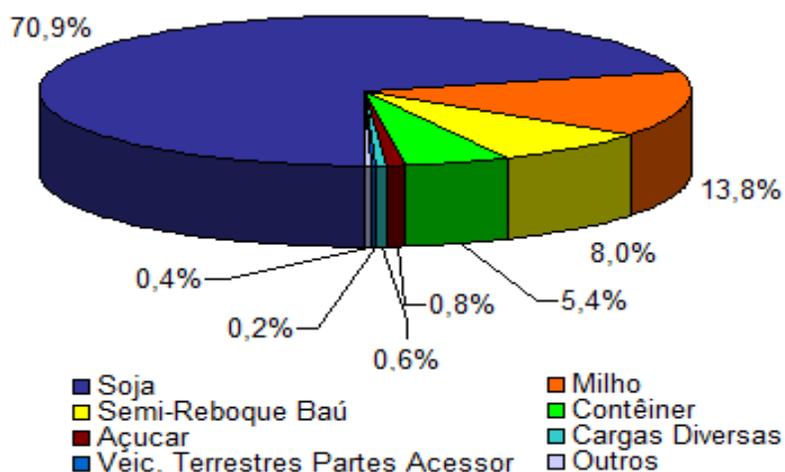


Figura 21 - Fluxo de carga no sentido Porto Velho – Itacoatiara/Manaus por grupo de mercadoria. Fonte: ANTAQ (2011)

A quantidade de soja transportada no rio Madeira, representa 151% de toda soja produzida no norte do país, ou 13% do total da produção de soja do Mato Grosso. Se compararmos com a produção nacional de soja em 2010, 3,7% passaram pela hidrovia do rio Madeira. De acordo com a Figura 21, a soja e o milho representam a maior parte da carga escoada pela Hidrovia Rio Madeira, o semi-reboque baú (8%), contêiner (5,4%), açúcar (0,8%), veículos terrestres (0,2%), cargas diversas (0,6%) e outros (0,4%).

O fluxo de carga subindo a Hidrovia Rio Madeira em 2010 (Figura 22), apresenta cargas de fertilizante adubos (32,3%), combustíveis e óleos minerais e produtos (23,9%), semi-reboque baú (16,3%), produtos químicos orgânicos (11,8%), caminhão (11,6%), contêineres (2,4%), cimento (0,6%) e outros (1,0%).

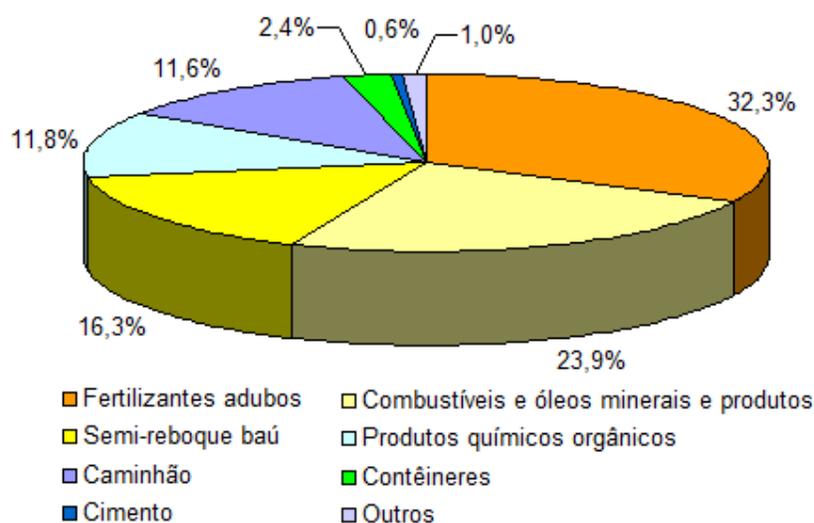


Figura 22 - Fluxo de carga no sentido Manaus/Itacoatiara – Porto Velho por grupo de mercadoria. Fonte: ANTAQ (2011)

As balsas que transportavam combustível de Manaus para Porto Velho, pela Hidrovia Rio Madeira reduziram sua capacidade de transporte em 40% durante os eventos extremos de seca, e aumentou de 8 para 15 dias a duração de viagem, prejudicando o abastecimento de combustível dos postos do estado do Acre, Rondônia e noroeste de Mato Grosso. Uma

alternativa encontrada pelos sindicatos dos postos de combustível foi o transporte via terrestre de Paulínia no estado de São Paulo para Porto Velho, o que resultou no aumento do frete. Os postos bandeirados pela Petrobrás são os de prioridade para serem atendidos durante estes eventos extremos, no entanto, foram observados postos sem combustível nestes períodos, considerados os postos não bandeirados. Segundo informação da Petrobras, não ocorreu aumento de preços de combustível neste período, no entanto, foi possível observar nos estado do Acre e em alguns locais no estado de Rondônia, preços mais altos durante o período.

Os revendedores (postos de combustível) estabelecem o preço do litro de combustível, levando em consideração o preço pago na distribuidora e a distancia de localização do posto. Observou que quanto mais distante da distribuidora o posto localizasse, maior o preço do combustível pago pelo consumidor, e nos postos não bandeirados, os preços chegaram a mais de 100% do valor da distribuidora.

A cheia de 2014 afetou o transporte de soja na Hidrovia Rio Madeira, devido o alagamento dos terminais e portos de Porto Velho. Indicando a necessidade de construção de armazéns para estocar o grão, nos períodos críticos para o transporte. Como também mostrou a vulnerabilidade da base central de distribuição de combustível de Rondônia, pois o nível de água avançou muito próximo da base de distribuição. Com relação às secas ocorridas no rio Madeira, é importante ressaltar que existe rodovia entre Porto Velho e Manaus, no entanto, por ter sido construída em áreas de terras baixas e várzeas, a umidade do solo e as chuvas, prejudicou a estrutura da pista. Outro problema é a ponte sobre o rio Madeira, que ainda não esta finalizada, e dificulta o acesso aos municípios do estado do Amazonas.

Com base nestas análises e observações realizadas por terra, as possíveis soluções para resolver a redução do fluxo de carga no futuro é finalizar a construção da ponte sobre o rio Madeira, realizar obras de melhoria no porto e na BR 319 que liga Porto Velho a Manaus ou a construção de novos terminais de cargas próximos ao município de Humaitá no estado do

Amazonas. Outra possível solução seria aquisição de dragas (maquina para tirar areia do fundo do rio) para aumentar o canal de navegação durante as grandes vazantes nos pontos críticos da Hidrovia do Rio Madeira.

5. CONCLUSÕES

Considerando os objetivos proposto na pesquisa e os resultados encontrados, conclui-se:

A estação seca na Amazônia Ocidental apresenta períodos distintos, sendo junho, julho e agosto os meses secos no sul, agosto, setembro, outubro no leste, janeiro, fevereiro e março no norte e na parte noroeste todos os meses são chuvosos. O período chuvoso ocorre nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro no sul, fevereiro, março e abril no leste, e janeiro, fevereiro, março no norte.

Os anos de 1998, 2005 e 2010 foram classificados como anos muito secos. Os eventos de 1997/1998 e 2009/2010 apresentam características similares no Pacífico, com as condições de El Niño seguidas por uma rápida transição para condições de La Niña. Todos os três eventos foram marcados por TSM excessivamente quentes do Atlântico tropical norte. Particularmente em 2010, as temperaturas do mar atingiram os valores mais elevados na história na região do Atlântico tropical norte, que podem ter contribuído para o estabelecimento de uma circulação local meridional (célula de Hadley), com movimento vertical ascendente sobre o Atlântico norte e movimento vertical descendente (subsidiência) sobre a Amazônia. A combinação das condições de El Niño no Pacífico com o aumento da TSM no Atlântico tropical norte reforçam as condições de subsidiência sobre a Amazônia, as quais são desfavoráveis para ocorrência de precipitação. Ainda que tivessem existido condições úmidas na atmosfera tropical, a formação de nuvens foi inibida pela subsidiência.

Os eventos de seca observados na Amazônia em 1997/1998, 2004/2005 e 2009/2010 foram, portanto, principalmente causados pelos padrões de circulação atmosférica de grande escala forçados pelas anomalias da TSM no Pacífico equatorial e no Atlântico tropical norte.

Em termos de evolução do padrão temporal de precipitação sobre a Amazônia, o evento de 1997/1998 exibiu condições de seca mais pronunciada no início de 1998 (de janeiro a maio). Para os eventos de 2004/2005 e 2009/2010, as condições secas foram mais

pronunciadas do meio para o fim do ano (de julho a setembro de 2005 e 2010). Em termos de extensão espacial da seca sobre a região Amazônica, a do ano de 1998 apresentou a maior área com déficit anormal de precipitação, seguido pelo ano de 2010 e, finalmente, pelo ano de 2005, quando as condições secas se restringiram à região sudoeste da Amazônia.

O período de vazante no sudoeste da Amazônia Ocidental ocorre nos meses de agosto, setembro e outubro, e cheia em março, abril e maio. Na região norte da Amazônia Ocidental, o período de vazante ocorre nos meses de fevereiro, março e abril, e cheia nos meses de junho, julho e agosto.

Os eventos extremos de cheia e vazantes ocorridos no rio e lagos de Manaquiri no estado do Amazonas estiveram fortemente ligados a anomalia positiva e negativa de chuva no sudoeste da Amazônia. Foram observados que o rio Manaquiri e lagos do município mantêm/reduz seu nível em função da cota de água do rio Solimões, devido a altitude em relação o nível do mar, e como o rio Solimões esteve com o nível de água baixo em 1998, 2005 e 2010, e alto em 2009, afetou a população ribeirinha e rural do município de Manaquiri.

A Hidrovia Rio Madeira é uma importante via para exportação de grãos de Rondônia e noroeste de Mato Grosso, mas os eventos extremos de seca prejudicaram o escoamento da produção nos meses de agosto, setembro e outubro. Também foram identificados necessidades de melhorias no sistema logístico portuário de Porto Velho, para manter o fluxo de carga durante período de cheia.

6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Observou-se que a enchente de 2014 no sudoeste da Amazônia não foi provocada por anomalias da TSM nos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical. Portanto, são necessários a realização de estudos para investigar possíveis mecanismos locais e remotos que são capazes de produzir chuvas e secas intensas na Amazônia Ocidental, além daquelas produzidas por anomalias da TSM, Circulações de Hadley e Walker.

Outra averiguação importante é a verificação de possíveis variabilidades interdecenais nos índices de extremos de precipitação da Amazônia Ocidental, bem como a relação desta variabilidade com as do Pacífico e Atlântico.

Um terceiro mecanismo a ser estudado é a construção de cenários futuros de índices de extremos de precipitação na Amazônia Ocidental.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADMINISTRAÇÃO DAS HIDROVIAS DA AMAZÔNIA OCIDENTAL - AHIMOC. Rios da Amazônia Ocidental. **Rio Madeira**. [1996]. Disponível em: <<http://www.ahimoc.gov.br/rios/index/ver/id/1>>. Acesso em: 06/07/2013

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-Based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, n.4, p.380-394, 2007.

Agência Nacional de Transportes Aquaviários - ANTAQ. Disponível em: <<http://www.antaq.gov.br/Portal/default.asp>>. Acesso em: 25.jun.2012.

Agência Nacional de Transportes Aquaviários – ANTAQ. Estatísticas de Navegação Interior 2010. Brasília, fev., 2011. 98p

ARAGÃO, L. E. O. C.; MALHI, Y.; BARBIER, N.; LIMA, A.; SHIMABUKURO, Y.; ANDERSON, L.; SAATCHI, S. Interactions between rainfall, deforestation and fires during recent years in the Brazilian Amazonia. **Philosophical Transactions of the Royal Society B**, v.363, n.1498, p.1779-1785, 2008.

BJERKNES, J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. **Tellus**, v.18, p.820-829, 1966.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, p. 164-172, 1969.

BRANDO, P. M.; GOETZ, S. J.; BACCINI, A.; NEPSTAD, D. C.; BECK, P. S. A.; CHRISTMAN, M. C. Seasonal and interannual variability of climate and vegetation indices across the Amazon. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 107, n. 33, p. 14685-14690, 2010.

BRINKMAN, W. L. F.; RIBEIRO, M. N. G. Air temperatures in Central Amazônia. III Vertical temperature distribution on a clearcut área and in a secondary Forest near Manaus (cold front conditions July 10th 1969). *Acta Amazônica*, v.2, p.25-26, 1972.

BROWN, I.F.; SCHROEDER, W.; SETZER, A.; MALDONADO, M. D. L. R.; PANTOJO, N.; DUARTE, A.; MARENGO, J. A. Monitoring fires in southwestern Amazonia rain forests. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v.87, n.26, p.253-259, 2006.

BOYD, E. Navigating Amazonia under uncertainty: past, present and future environmental governance. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, v.363, n.1498, p.1911-1916, 2008.

CAIXETA FILHO, J. V. Transporte e logística no sistema agroindustrial. **Preços Agrícolas: mercados agropecuários e agribusiness**, v. 10, n. 119, p. 2-7, 1996.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and post calibration dynamic ranges. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.41, n.11, p. 2674 – 2677, 2003.

CHU, P.-S. Diagnostic studies of rainfall anomalies in northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, v.111, n.8, p.1655-1664, 1983.

CHEN, T.-C.; YOON, J.-H.; St.CROIX, K. J.; TAKLE, E. S. Suppressing impacts of the Amazonian deforestation by the Global Circulation Change. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 82, n. 10, p.2209-2216, 2001.

COELHO, C. A. S.; CAVALCANTI, I. A. F.; COSTA, S. M. S.; FREITAS, S. R.; ITO, E. R.; LUZ, G.; SANTOS, A. F.; NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A.; PEZZA, A. B. Climate diagnostics of three major drought events in the Amazon and illustrations of their seasonal precipitation predictions. *Meteorological Applications*, v.19, n.2, p.237-255, 2012.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian Squall Line: A case study. **Monthly Weather Review**, v.123, p. 3163-3174, 1995.

COLLINS, M.; AN, S.-L.; CAI, W.; GANACHAUD, A.; GUILYARDI, E.; JIN, F.-F.; JOCHUM, M.; LENGAIGNE, M.; POWER, S.; TIMMERMANN, A.; VECCHI, G.; WITTENBERG, A. The impacts of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. **Nature Geoscience**, v. 3, n.6, p.391-397, 2010.

COSTA, L. S. S. **As Hidrovias Interiores no Brasil**. Rio de Janeiro: Serviço de Documentação da Marinha, 1997. 128p.

COX, P.; HARRIS, P.; HUNTINGFORD, C.; BETTS, R.; COLLINS, M.; JONES, C.; JUPP, T.; MARENGO, J.; NOBRE, C. Increasing risk of Amazonian Drought due to decreasing aerosol pollution. **Nature**, v. 453, p. 212-215, 2008.

DAVIDSON, E. A.; ARAÚJO, A. C.; ARTAXO, P.; BALCH, J. K.; BROWN, I. F.; BUSTAMANTE, M. M. C.; COE, M. T. C.; DEFRIES, R. S.; KELLER, M.; LONGO, M.; MUNGER, W.; SCHROEDER, W.; SOARES-FILHO, B. S.; JR, C. M. S.; WOFSY, S. C. The Amazon basin in transition. **Nature**, v. 481, p. 321-328, 2012.

ELTAHIR, E. A. B.; BRAS, L. Precipitation recycling in the Amazon basin. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.120, n.518, p.861-880, 1994.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise**, v.5, p.36-45, jun.1990.

FU, R.; DICKINSON, R. E.; CHEN, M.; WANG, H. How Do Tropical Sea Surface Temperatures Influence the Seasonal Distribution of Precipitation in the Equatorial Amazon?. **Journal of Climate**, v.14, n.20, p.4003–4026, 2001.

GAMACHE, J. F.; HOUZE, J. R. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. **Monthly Weather Review**, v.110, p. 118-135, 1982.

GOOD, P.; LOWE, J. A.; COLLINS, M.; MOUFOUMA-OKIA, W. An objective tropical Atlantic sea surface temperature gradient index for studies of south Amazon dry-season climate variability and change. **Philosophical Transactions of the Royal Society B**, v.363, n.1498, p.1761-1766, 2008.

HAMILTON, M. G.; TARIFA, J. R. Synoptic aspects of a polar outbreak leading to frost in tropical Brazil, July 1972. **Monthly Weather Review**, v.106, p.1545-1556, 1978.

HASTENRATH, S.; LAMB, P. Climate atlas of the tropical atlantic and eastern pacific oceans. [S.l.]: University of Wisconsin Press, Madison, WI, 1977.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.103, p.77-92, 1977.

HOUZE, R. A. Structure and dynamics of a tropical squall line system. **Monthly Weather Review**, v. 105, p. 1540-1567, 1977.

IBGE. Disponível em: < <http://www.ibge.gov.br/home/>>. Acesso em: 05. jan. 2012.

Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller Eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007a. 996 p

Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC, Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P.

Palutikof, P. J. van der Linden and C. E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2007b. 976 p.

JOHNSON, A. M. The climate of Peru, Bolivia, and Ecuador. In W. Schwerdtfeger, ed., **World Survey of Climate**, v.12, Climate of Central and South America. New York, NY: Elsevier Scientific, p.147-218, 1976.

KIDSON, J. W. Tropical eigenvector analysis and the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v.103, p.187-1996, 1975.

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in the Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.108, p. 488-498, 1980.

KOUSKY, V. E.; FERREIRA, N. J. Interdiurnal surface pressure variations in Brazil: Their spatial distributions, origins and effects. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 1999-2008, 1981.

KUSSANO, M. R. **Proposta de modelo de estrutura do custo logístico do escoamento da soja brasileira para o mercado externo: o caso do Mato Grosso**. 2010. Dissertação (Mestrado)-Universidade Federal de São Carlos, São Carlos, 2010.

LAU, K. M.; CHAN, P. H. Short-term climate ariability and atmospheric teleconnection as inferred from satellite derived outgoing long wave radiation. Part I: Simultaneous correlations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.40, p. 2735-2750, 1983.

LEWIS, S. L.; BRANDO, P. M.; PHILLIPS, O. L.; HEIJDEN, G. M. F.; NEPSTAD, D. The 2010 Amazon Drought. **Science**, v. 331, 2011.

LLOYD-HUGHES, B.; SAUNDERS, M. A. A drought climatology for Europe. **International Journal of Climatology**, v.22, p.1571-1592, 2002.

LI, W.; FU, F.; NEGRÓN JUÁREZ, R. I.; FERNANDES, K. Observed change of the standardized precipitation index, its potential cause and implications to future climate change in the Amazon region. **Philosophical Transactions of the Royal Society B**, v.363, n.1498, p.1767–1772, 2008.

LI, W.; ZHANG, P.; YE, J.; LI, L.; BAKER, P. A. Impact of two different types of El Niño events on the Amazon climate and ecosystem productivity. **Journal of Plant Ecology**, v. 4, n. 1-2, p. 91-99, 2011.

MALHI, Y.; ROBERTS, J.T.; BETTS, R.A.; KILLEEN, T.J.; LI, W.; NOBRE, C.A. Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon. **Science**, v.319, n.5860, p.169-172, 2008.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; CULF, A. D. Climatic impacts of “friagens” in forested and deforested áreas of the Amazon Basin. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.36, p.1553-1566, 1997.

MARENGO, J. A. Condições climáticas e recursos hídricos no Norte Brasileiro. In: Tucci, C. E.; Braga, B. Clima e Recursos Hídricos no Brasil, Associação Brasileira de Recursos Hídricos FBMC/ANA. Porto Alegre, Brasil, v.9, p.117-161, 2003.

MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v.78, n.1, p.79-96, 2004.

MARENGO, J. A.; C. NOBRE, C.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M.; SAMPAIO, G.; CAMARGO, H.; L. ALVES, L.; OLIVEIRA, R. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v.21, n.3, p.495-516, 2008a.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C.; TOMASELLA, J.; CARDOSO, M.; OYAMA, M. Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005. **Philosophical Transactions of the Royal Society B**, v.363, n.1498, p.1773-1778, 2008b.

MARENGO, J. A. Long-term trends and cycles in the hydrometeorology of the Amazon basin since the late 1920s. **Hydrological Processes**, v.23, n.22, p.3236-3244, 2009.

MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P.; ALVES, L. M.; CUADRA, S. V.; VALVERDE, M. C.; TORRES, R. R.; SANTOS, D. C.; FERRAZ, S. E. T. Future change of climate in South America in the late twenty-first century: intercomparison of scenarios from three regional climate models. **Climate Dynamics**, v. 35, n.6, 2010.

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; ALVES, L. M., SOARES, W.; RODRIGUEZ, D. A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n.12, p. 1-5, 2011.

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; SOARES, W. R.; ALVES, L. M.; NOBRE, C. A. Extreme climatic events in the Amazon basin climatological and hydrological context of recent floods. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 107, n.1-2, p. 73-85, 2012.

MARENGO, J. A.; CHOU, S. C.; KAY, G.; ALVES, L. M.; PESQUERO, J. F.; SOARES, W. R.; SANTOS, D. C.; LYRA, A. A.; SUEIRO, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D. J.; GOMES, J. L.; BUSTAMANTE, J. F.; TAVARES, P. Development of regional future climate change scenarios in South America using the ETA CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Paraná river basins. **Climate Dynamics**, v.38, n.9-10, p.1829-1848, 2012.

MCKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; KLIEST, J. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In **Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology**, 17–22 January, Anaheim, CA. American Meteorological Society: Boston, MA; 179 – 184, 1993.

MEGGERS, B. J. Archeological evidence for the impact of mega-Niño events on Amazonia during the past two millennia. **Climatic Change**, v.28, n.4, p.321-338, 1994.

MOLION, L. C. B. **A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazon's basin with considerations of deforestation effects**. Ph.D. thesis, University of Wisconsin, Madison, 1975.

MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: Mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, p. 107-117, 1987.

MOLINIER, M.; GUYOT, J. -L.; OLIVEIRA, E.; GUIMARÃES, V. Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents. L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement (Actes de la conference de Paris, mais 1995). **IAHS Publ.**, n. 238, p. 209 – 222, 1996.

NEPSTAD, D. C.; MOREIRA, A. G.; ALENCAR, A. A. **Floresta em chamas: Origens, Impactos e Prevenção do Fogo na Amazônia**. Programa Piloto para a Proteção das Florestas Tropicais do Brasil, Brasília, Brasil. 1999. 202p.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during Summer precipitation. **Monthly Weather Review**, v.125, p. 279-290, 1997.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; BYERLE, A.; MO, K. C. Intraseasonal modulation os South American Summer precipitation. **Monthly Weather Review**, v.128, p. 837-850, 2000.

OBREGÓN, G. P. Dinâmica da variabilidade climática da precipitação sobre a América do Sul. 187p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – INPE, São José dos Campos, 2001.

OBREGON, G.; MARENGO, J. A. Caracterização do clima do Século XX no Brasil: Tendências de chuvas e temperaturas médias e extremas. Relatório 2, Ministério do Meio

Ambiente - MMA, Secretaria de Biodiversidade E Florestas – SBF, Diretoria de Conservação da Biodiversidade – DCBio Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade - Sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. Brasília, 2007.

OBREGÓN, G. O. O Clima da Amazônia: principais características. 1ed, São Paulo: Oficina de Textos, p. 338-357, 2013.

OJIMA, A.L.R.O. **Análise de movimentação logística e competitividade da soja brasileira:** uma aplicação de um modelo de equilíbrio espacial de programação quadrática. 2004. 79p. Tese (Mestrado) – Faculdade de Engenharia Elétrica e de Computação, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo.

OLIVEIRA, A. S. Interações entre sistemas frontais na América do Sul e convecção na Amazônia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, SP. INPE-4008-TDL/239, p. 115, 1986.

OLIVEIRA, O. A. **Geografia de Rondônia** - Espaço & Produção. Dinâmica Editora e Distribuidora LTDA. 2002. 158p

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. **Acta Amazonica**, n.4, v.34, p.613-619, 2004.

OLIVEIRA, A. L. R. **O sistema logístico e os impactos da segregação dos grãos diferenciados: desafios para o agronegócio brasileiro.** 2011. 218 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Economia, Universidade Estadual de Campinas.

OLIVEIRA, V. P.; MAFRA, M. V. P.; SOARES, A. P. A. Eventos climáticos extremos na Amazônia e suas implicações no município de Manaquiri (AM). **Revista Geonorte**, Edição Especial 2, v.1, n.5, p. 977-987, 2012.

PHILLIPS, O. L.; ARAGAO, L. E. O. C.; LEWIS, S. L.; FISHER, J. B.; LLOYD, J.; LOPEZ-GONZALEZ, G.; MALHI, Y.; MONTEAGUDO, A.; PEACOCK, J.; QUESADA, C. A.; VAN DER HEIJDEN, G.; ALMEIDA, S.; AMARAL, I.; ARROYO, L.; AYMARD, G.; BAKER, T.R.; BÁNKI, O.; BLANC, L.; BONAL, D.; BRANDO, P.; CHAVE, J.; OLIVEIRA, A. C.; CARDOZO, N. D.; CZIMCZIK, C. I.; FELDPAUSCH, T. R.; FREITAS, M. A.; GLOOR, E.; HIGUCHI, N.; JIMÉNEZ, E.; LLOYD, G.; MEIR, P.; MENDOZA, C.; MOREL, A.; NEILL, D. A.; NEPSTAD, D.; PATIÑO, S.; PEÑUELA, M. C.; PRIETO, A.; RAMÍREZ, F.; SCHWARZ, M.; SILVA, J.; SILVEIRA, M.; THOMAS, A. S.; STEEGE, H. T.; STROPP, J.; VÁSQUEZ, R.; ZELAZOWSKI, P.; ALVAREZ DÁVILA, E.; ANDELMAN, S.; ANDRADE, A.; CHAO, K. J.; ERWIN, T.; DI FIORE, A.; HONORIO, C. E.; KEELING, H.; KILLEEN, T. J.; LAURANCE, W. F.; PEÑA CRUZ, A.; PITMAN, N. C.; NÚÑEZ VARGAS, P.; RAMÍREZ-ANGULO, H.; SALAMÃO, R.; SILVA, N.; TERBORGH, J.; TORRES-LEZAMA, A. Drought Sensitivity of the Amazon Rainforest. **Science**, v.323, n. 5919, p.1344-1347, 2009.

POTTER, C.; KLOOSTER, S.; HIATT, C.; GENOVESE, V.; CASTILLA-RUBIO, J. C. Changes in the carbon cycle of Amazon ecosystems during the 2010 drought. **Environmental Research Letters**, v. 6, n. 3, p. 1 - 4, 2011.

RATISBONA, L. R. The climate of Brazil. In: Schwerdtfeger, W. **Climates of Central and South America**. [S.I.]: World Survey of Climatology, v.12, p.219-293, 1976.

RONCHAIL, J.; COCHONNEAU, G.; MOUNIER, M.; GUYOT, J. L.; CHAVES, A. G. M.; GUIMARÃES, V.; OLIVEIRA, E. Interannual rainfall variability in the Amazon basin

and sea surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. **International Journal of Climatology**, v.22, n.13, p.1663-1686, 2002.

SAMANTA, A.; GANGULY, S.; HASHIMOTO, H.; DEVADIGA, S.; VERMOTE, E.; KNYAZIKHIN, Y.; NEMANI, R. R.; MYNENI, R. B. Amazon forests did not Green-up during the 2005 drought. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n.5, p. 1-5, 2010.

SALATI, E. **The forest and the hydrological cycle**. In: Dickinson, R.E. (Ed.), *Geophysiology of Amazonia*, John Wiley & Sons, New York, p. 273–96, 1987.

SALATI, E.; MARQUEZ, J.; MOLION, L. C. Origem e distribuição das chuvas na Amazônia. **Interciencia**, v.3, n.4, p.200 - 205, 1978.

SALATI, E.; VOSE, P. B. Amazon basin: a system in equilibrium. **Science**, v.225, n.4658, p.129-138, 1984.

SALESKA, S. R.; DIDAN, K.; HUETE, A. R.; ROCHA, H. R. Amazon forests green-up during 2005 drought. **Science**, v.318, n.5850, p.612, 2007.

SATYAMURTY, P.; CASTRO, A. A.; TOTA, J.; GULARTE, J. L. E.; MANZI, A. O. Rainfall trends in the Brazilian Amazon Basin in the past eight decades. **Theoretical Applied Climatology**, v.99, n.1-2, p.139-148, 2009.

SISTEMA DE PROTEÇÃO DA AMAZÔNIA – SIPAM. **Boletim Climático da Amazônia**. n.113, mar. 2014. 3p

SOARES, M. G.; GALVANI, P. R. C.; CAIXETA FILHO, J. V. Transporte de soja em grãos e farelo de soja no Brasil. **Preços Agrícolas: Mercados Agropecuários e Agribusiness**, v.11, n.126, p.26-29, abr. 1997.

SPIEGEL, M. R.; STEPHENS, L. J. **Schaum's outline of theory and problems of statistics.** Teach Yourself, 4th ed., 2009. 577p

SRTM. Disponível em:<<http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>>. Acesso em: 25.mar.2012.

STERNBERG, H. O'REILL. **Man and Environmental Change in South America.** Biogeography and Ecology in South America, Monographica (Biologicae), v. 18, p. 413-445, 1968.

STERNBERG, H. O'REILLY. Aggravation of floods in the Amazon River as a consequence of deforestation?. **Geografiska Annaler**, Series A. Physical, v. 69, n. 1, p. 201-219, 1987.

STULP, V. J.; PLÁ, J. A. **Estudo do setor agroindustrial da soja.** Porto Alegre: UFRGS, 1992. 168 p.

TALJAARD, J. J. Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. American Meteorological Society, Boston, MA, 1972.

TOMASELLA, J.; PINHO, P. F.; BORMA, L. S.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; BITTENCOURT, O. R. F. O.; PRADO, M. C. R.; RODRIGUEZ, D. A.; CUARTES, L. A. The droughts of 1997 and 2005 in Amazônia: floodplain hydrology and its potential ecological and human impacts. **Climatic Change**, v. 116, n.3-4, p.723-746, 2013.

TREWARTHA, G. T. The earth's problem climates. Madison: University of Wisconsin Press, 1961. 334p.

TUNDISI, J. G.; MATSUMURA-TUNDISI, T.; PEREIRA, K. C.; LUZIA, A. P.; PASSERINI, M. D.; CHIBA, W. A. C.; MORAIS, M. A.; SEBASTIEN, N. Y. Frentes frias e

limnologia de reservatórios: uma abordagem integrada para a dinâmica ecológica dos ecossistemas de águas interiores. **Brazilian Journal of Biology**, v.70, p. 815-824, 2010.

VICTORIA, R. L.; MARTINELLI, L. A.; MORAES, J. M.; BALLESTER, M. V.; KRUSCHE, A. V.; PELLEGRINO, G.; ALMEIDA, R. M. B.; RICHEY, J. E. Surface air temperature variations in the Amazon region and its borders during this century. **Journal of Climate**, v.11, n.5, p.1105–1110, 1998.

WEBSTER, P. J. The elementary Hadley Circulation. In: DIAZ, H.F.; BRADLEY, R.S. The Hadley Circulation: Present, Past and Future. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2004. p. 9-60.

WEICKMANN, K. M.; LUSSRY, G. R.; KUTZBACH, J. E. Intraseasonal (30-60 day) fluctuations of outgoing long wave radiation and 250 mb stream function during northern winter. **American Meteorological Society**, v.113, p. 941-961, 1985.

WILLIAMS, E.; DALL' ANTONIA, A.; DALL' ANTONIA, V.; ALMEIDA, J. M.; SUAREZ, F.; LIEBMANN, B.; MALHADO, A. C. M. The Drought of the Century in the Amazon Basin: An Analysis of the Regional Variation of Rainfall in South America in 1926. **Acta Amazonica**, v. 35, n.2, p.231-238, 2005.

XU, L.; SAMANTA, A.; COSTA, M. H.; GANGULY, S.; NEMANI, R. R.; MYNENI, R. B. Widespread decline in greenness of Amazonian vegetation due to the 2010 drought. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n.7, p. 1-4, 2011.

YOON, J. H.; ZENG, N. An Atlantic influence on Amazon rainfall. **Climate Dynamics**, v.34, p.249-264, 2010.

ZENG, N.; YOON, J.-H.; MARENGO, J. A.; SUBRAMANIAM, A.; NOBRE, C. A.;
MARIOTTI, A.; NEELIN, J. D. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought.
Environmental Research Letters, v.3, n.1, p.1-6, 2008.

ZIPSER, E. J. Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-
line circulation. **Monthly Weather Review**, v.105, p. 1568-1589, 1977.

