

UFRRJ

**INSTITUTO DE FLORESTAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS
AMBIENTAIS E FLORESTAIS**

TESE

**Dinâmica ambiental da Bacia Hidrográfica do Rio Juruá na Amazônia
Occidental**

Elton Luis da Silva Abel



**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE FLORESTAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS E
FLORESTAIS**

**DINÂMICA AMBIENTAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO
JURUÁ NA AMAZÔNIA OCIDENTAL**

ELTON LUIS DA SILVA ABEL

Sob a Orientação do Professor

Rafael Coll Delgado

Tese submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor** em Ciências Ambientais e Florestais, Área de Concentração em Conservação da Natureza.

Seropédica, RJ

Novembro de 2019

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro
Biblioteca Central / Seção de Processamento Técnico

Ficha catalográfica elaborada
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

A139d Abel, Elton Luis da Silva, 1985-
Dinâmica Ambiental da Bacia Hidrográfica do Rio
Juruá na Amazônia Ocidental / Elton Luis da Silva
Abel. - Barra do Piraí, 2019.
48 f.

Orientador: Rafael Coll Delgado.
Tese (Doutorado). -- Universidade Federal Rural do Rio
de Janeiro, Programa de Pós Graduação em Ciências
Ambientais e Florestais, 2019.

1. Floresta tropical. 2. Clima. 3. Sensoriamento
remoto. 4. Importância hídrica. I. Delgado, Rafael Coll
, 1978-, orient. II Universidade Federal Rural do Rio
de Janeiro. Programa de Pós Graduação em Ciências
Ambientais e Florestais III. Título.

**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE FLORESTAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS E
FLORESTAIS**

ELTON LUIS DA SILVA ABEL

Tese submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Ciências Ambientais e Florestais**, no Curso de Pós-Graduação em Ciências Ambientais e Florestais, área de Concentração em Conservação da Natureza.

TESE APROVADA EM 29/11/2019

Rafael Coll Delgado. Prof. Dr. UFRRJ

Orientador

Marcel Carvalho Abreu. Prof. Dr. UFRRJ

Sady Júnior Martins Costa de Menezes. Prof. Dr. UFRRJ - Três Rios

Rafael de Ávila Rodrigues. Prof. Dr. UFG

Leonardo Paula de Souza. Prof. Dr. UFAC

DEDICO

Aloísio Abel e Rosane da Silva Abel (meus pais)
Minhas crias, João Luis e Flora

OFEREÇO

Uyara Bráz Soares, minha companheira.

AGRADECIMENTOS

À DEUS por me conceder vida, saúde, coragem e por me permitir...

À Nossa Senhora da Conceição Aparecida que, representando a mãe de DEUS, ilumina e abençoa minha caminhada, hoje e sempre.

Aos meus pais Aloísio Abel e Rosane da Silva Abel por terem me gerado, educado e proporcionado toda base e ensinamento para ser um cidadão de bem.

À minha companheira Uyara Bráz Soares, por estar sempre ao meu lado, incentivando, encorajando, ajudando e também por toda compreensão, carinho e atenção.

A minha família por toda preocupação, torcida e orações a mim dedicadas, em especial minhas avós Ângela e Augusta (*in memoriam*); e as tias Romana e Roseli que plantaram uma semente na minha infância que hoje está frutificando.

A UFRRJ por meio do PPGCAF pela oportunidade de participar deste excelente curso, com a presença e convivência com professores amigos e altamente capacitados.

À CAPES pelo incentivo e apoio a pesquisa de qualidade e desenvolvimento de conhecimento da Pós graduação no Brasil.

À CEDAE, que possibilitou que eu cursasse as matérias necessárias para a realização deste trabalho, em especial dois amigos Adriano Gama e Alan Abreu, por todo incentivo e apoio.

Ao Prof. Rafael Coll Delgado por todo ensinamento, profissional e pessoal, pela amizade e por me permitir conviver com amigos fantásticos do LSRACA.

Aos amigos de hoje e sempre, em especial os da UFRRJ, por estarem sempre presentes ajudando a tornar a caminhada mais agradável e divertida.

Aos professores Leonardo Paula de Souza, Marcel Carvalho Abreu, Rafael de Ávila Rodrigues e Sady Júnior Martins Costa de Menezes, por aceitarem o convite para fazer parte da banca avaliadora e se mostrarem dispostos a acrescentar e lapidar o trabalho.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	1
2.	REVISÃO DE LITERATURA.....	2
2.1	Bacia Hidrográfica do Rio Juruá	2
2.2	Dados Climáticos na Amazônia.....	5
2.3	Produtos do Sensoriamento Remoto.....	6
2.4	Modelagem Pretérita e Futura - Modelo ARIMA.....	8
3.	MATERIAL E MÉTODOS	9
3.1	Caracterização da Área	9
3.2	Dados Climáticos de Superfície.....	10
3.3	Índices Espectrais de Vegetação e de Áreas Inundadas	10
3.4	Focos de Calor	13
3.5	Análises Estatísticas.....	14
3.6	Modelagem Pretérita e Futura – Modelo ARIMA.....	16
4.	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	17
4.1	Dados Climáticos de Superfície.....	17
4.2	Índices Espectrais de Vegetação e de Áreas Inundadas	22
4.3	Focos de Calor	27
4.4	Análises Estatísticas.....	30
4.5	Modelagem Pretérita e Futura – Modelo ARIMA.....	33
5.	CONCLUSÕES	37
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	38

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localização geográfica da Bacia Hidrográfica do Rio Juruá, na Amazônia.	9
Figura 2. Interface do site da NASA com os quatro tiles usados no estudo.	11
Figura 3. Temperatura média do ar para a série de 2001 a 2018, na bacia Hidrográfica do Juruá.	18
Figura 4. Chuva mensal para a série de 2001 a 2018, na bacia Hidrográfica do Juruá.	19
Figura 5. Umidade do solo mensal para a série de 2001 a 2018, na bacia Hidrográfica do Juruá.	21
Figura 6. Valores mensais de EVI para a série de 2001 a 2018, na bacia Hidrográfica do Juruá.	23
Figura 7. Valores de NDFI para a série de 2001 a 2018, na bacia Hidrográfica do Juruá.	25
Figura 8. NDFI da bacia hidrográfica do Rio Juruá para os anos de 2005 (a) e 2010 (b) período seco, e os anos 2009 (c) e 2015 (d) período chuvoso.	26
Figura 9. Distribuição mensal dos focos de calor para a série de 2001 a 2018, na bacia Hidrográfica do Juruá.	28
Figura 10. Densidade de focos de calor nos anos de 2005 (a) e 2010 (b) nos meses de agosto e setembro na Bacia Hidrográfica do rio Juruá.	29
Figura 11. Mapa dos fatores individuais e das variáveis da ACP.	31
Figura 12. Matriz de correlação entre variáveis climáticas e ambientais para os anos de 2001 a 2018 na Bacia H. do Rio Juruá.	32
Figura 13. Dados observados e simulados de NDFI do período de janeiro de 2001 a dezembro de 2018, para a bacia do rio Juruá.	33
Figura 14. Análise de regressão dos dados observados e estimados do índice NDFI.	34
Figura 15. Modelagem futura do NDFI para a bacia do Rio Juruá.	35

INDICE DE TABELAS

Tabela 1. Testes Mann-Kendall e Pettitt (0,05% significância) dos anos de 2001 à 2018 para os períodos seco e chuvoso, na bacia do Juruá.	30
Tabela 2. Análise de componentes principais - ACP para as variáveis chuva, umidade do solo, temperatura média do ar, focos de incêndio, EVI e NDFI, na bacia do Juruá.....	31
Tabela 3. Testes Mann-Kendall e Pettitt (0,05% significância) para os anos de 2019 à 2030 para os períodos seco e chuvoso, na bacia do Juruá.	35
Tabela 4. Testes Mann-Kendall e Pettitt mensal (0,05% significância) dos anos de 2019à 2030na bacia do Juruá.	36

RESUMO

ABEL, E. L. S. **Dinâmica ambiental da Bacia Hidrográfica do Rio Juruá na Amazônia Ocidental**. 2019. 48p. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais e Florestais). Instituto de Florestas, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2019.

A região da bacia hidrográfica do rio Juruá, importante afluente do rio Amazonas e tido como um dos rios mais sinuosos do mundo carece de informações científicas quando relacionado às variáveis climáticas e ambientais, que acabam por impor influências na organização social e econômica local. Entender esta dinâmica ambiental, pretérita e futura, configura-se como importante ferramenta de gestão do território e de seus recursos naturais. Neste sentido, este estudo pretende diminuir a lacuna de informações da região com estudo da série temporal de 2001 a 2018 de variáveis climáticas, hidrológicas, vegetação e focos de incêndios, além de gerar cenário futuro da dinâmica hídrica da Bacia do Juruá com implicações nos serviços ecossistêmicos. Foram usados dados mensais da temperatura média da superfície, chuva e umidade do solo obtidos da reanálise; dados de focos de calor obtidos do MOD14V006 - produtos de fogo ativo; índice de vegetação- EVI e índice de água na superfície - NDFI, produtos do MOD13A3. Todas as variáveis foram caracterizadas por meio da estatística descritiva, Boxplot, Análise de Componentes Principais-ACP, Correlação e foram aplicados os testes de análise de tendência Mann-Kendall e Pettitt. O modelo ARIMA foi usado para simular mudanças futuras do NDFI, depois se aplicou testes de tendência. Todo processamento se deu no software R versão 3.5.1. Os anos de menor média mensal de chuva da série foram 2010 (155,62 mm), 2016 (163,15 mm) e 2005 (169,93 mm) também observados para umidade do solo 2005 (435 mm) e 2016 (448 mm); os anos de maior média mensal de chuva foram 2009 (207,31 mm) e 2014 (202,80 mm), com maiores valores de áreas inundadas em janeiro, 23.772 km². A maior concentração de focos de incêndios ocorreu nos meses de agosto (1.142) e setembro (1.547), coincidindo com os menores valores de NDFI encontrados (1.421 km² e 890 km²), com os anos de 2005 e 2010 com os maiores registros de focos: 5.427 e 4.559. O EVI apresentou maiores valores nos meses de outubro (0,566), novembro (0,573) e dezembro (0,560), início da estação chuvosa e os menores valores em junho (0,502) e julho (0,503), coincidindo com o período de menores precipitações e temperatura média. Os anos de 2015 com 22.275 km² e 2009 com 16.140 km² com os maiores registros de área inundada, e 2010 com 1.764 km² e 2005 com 1.967 km² com os menores registros. A ACP apontou a chuva como a variável de maior influência na dinâmica da bacia do Juruá com 0,98 de contribuição, seguida dos focos de incêndio com -0,90. O NDFI apresentou alta correlação com a chuva, que por sua vez se mostrou intimamente ligada a dinâmica ambiental da bacia hidrográfica do Rio Juruá, com respostas diretas no comportamento da vegetação, da dinâmica hídrica do rio e da ocorrência de incêndios, permitindo com isso a geração de cenário futuro confiável a partir da modelagem ARIMA, com expressão da sazonalidade e tendência significativa de diminuição de áreas inundadas até 2030.

Palavras-chave: Floresta tropical, clima, sensoriamento remoto, importância hídrica.

ABSTRACT

ABEL, E. L. S. **Environmental dynamics of the Juruá River basin in the Western Amazon**. 2019. 48p. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais e Florestais). Instituto de Florestas, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2019.

The region of the hydrographic basin of the Juruá River, an important tributary of the Amazon River and considered one of the most sinuous rivers in the world, lacks scientific information when related to climatic and environmental variables, which end up imposing influences on the local social and economic organization. Understanding this past and future environmental dynamics is an important tool for managing the territory and its natural resources. In this sense, this study intends to reduce the information gap in the region with a study of the time series from 2001 to 2018 of climatic, hydrological variables, vegetation and fires, in addition to generating a future scenario of the water dynamics of the Juruá Basin with implications for ecosystems services. Monthly data on the average surface temperature, rain and soil moisture obtained from the reanalysis were used; heat source data obtained from MOD14V006 - active fire products; vegetation index - EVI and surface water index - NDFI, products of MOD13A3. All variables were characterized by means of descriptive statistics, Boxplot, Principal Component Analysis-ACP, Correlation and the Mann-Kendall and Pettitt trend analysis tests were applied. The ARIMA model was used to simulate future changes to the NDFI, then trend tests were applied. All processing took place in software R version 3.5.1. The years with the lowest average monthly rainfall in the series were 2010 (155.62 mm), 2016 (163.15 mm) and 2005 (169.93 mm) also observed for soil moisture 2005 (435 mm) and 2016 (448 mm); the years with the highest monthly average rainfall were 2009 (207.31 mm) and 2014 (202.80 mm), with the highest values of flooded areas in January, 23,772 km². The highest concentration of fire outbreaks occurred in August (1,142) and September (1,547), coinciding with the lowest NDFI values found (1,421 km² and 890 km²), with the years 2005 and 2010 with the largest records of outbreaks: 5,427 and 4,559. The EVI presented the highest values in the months of October (0.566), November (0.573) and December (0.560), the beginning of the rainy season and the lowest values in June (0.502) and July (0.503), coinciding with the period of lower precipitation and average temperature. The years 2015 with 22,275 km² and 2009 with 16,140 km² with the largest records of flooded area, and 2010 with 1,764 km² and 2005 with 1,967 km² with the lowest records. The ACP pointed out rain as the variable with the greatest influence on the dynamics of the Juruá basin with a contribution of 0.98, followed by the outbreaks of fire with -0.90. The NDFI showed a high correlation with rain, which in turn proved to be closely linked to the environmental dynamics of the Juruá River basin, with direct responses in the behavior of vegetation, the river's water dynamics and the occurrence of fires, thereby allowing the generation of a reliable future scenario based on ARIMA modeling, with an expression of seasonality and a significant tendency to decrease flooded areas by 2030.

Key-words: Rainforest, climate, remote sensing, water importance

1. INTRODUÇÃO

Com um dos ecossistemas mais ricos do planeta, o bioma Amazônia se configura como o maior sistema hidrográfico do mundo, com aproximadamente 6.400.000 km² e a maior reserva de água doce do planeta, com cerca de 20% de toda água doce (IBGE, 2011). A bacia hidrográfica amazônica se constitui como um dos maiores núcleos de concentração de vapor de água, abastecendo ininterruptamente a circulação geral da atmosfera (FERES e MOREIRA, 2014; ALVES et al. 2014; SUMILA, 2016; BARICHIVIC, et al. 2018).

A organização social e diversas atividades econômicas na região amazônica sofrem influência direta do clima e da dinâmica hídrica dos rios, seja pela malha hidroviária, pelo desenvolvimento de atividades produtivas nas várzeas como a agricultura, a pesca, a extração de madeira ou pela ocupação urbana que se dá nas margens dos seus rios (MMA, 2006; DAVIDSON, et al. 2012; SOUSA e OLIVEIRA, 2016; GARCIA, et al. 2018).

A gestão sustentável dos recursos de uma bacia hidrográfica depende do bom monitoramento de fatores que influenciam o ambiente, permitindo entendê-los, e da construção de cenários futuros destes fatores, possibilitando prevêê-los (GIBBS et al. 2016; RIZEEI et al. 2018). Estas informações se tornam possíveis para regiões ainda pouco estudadas graças ao uso de sensoriamento remoto e de modelos estatísticos.

Informações sobre a extensão espacial e a época das inundações nas principais áreas úmidas do mundo são importantes para uma ampla gama de questões de pesquisa, principalmente no tocante a gestão da água e avaliações da biodiversidade (CALLAN e FRIEDL, 2008; ALSDORF et al. 2010; GIBBS, et al. 2016; VITTORIO e GEORGAKAKOS, 2018; HEIMHUBER, et al. 2018). Além das informações de sensoriamento remoto orbital, de clima e vegetação do passado e do presente, alguns pesquisadores têm utilizado a modelagem na tentativa de analisar as variáveis hidrológicas frente às possíveis mudanças de comportamento do clima em todo mundo, inclusive na Amazônia (NAILL e MOMANI 2009; VALIPOUR, 2012; LIMA et al. 2014; MAHDIZADEH, et al. 2014; VALIPOUR, et al. 2014; VALIPOUR, 2015, FIGUEIREDO e BLANCO, 2016).

Considerando as mudanças climáticas atuais percebe-se cada vez mais frequente a ocorrência de eventos naturais extremos, seja de inundações ou escassez hídrica. Somada às intervenções antrópicas, estas situações configuram modificações na dinâmica hídrica e alteram consideravelmente a paisagem (ALENCAR, et al., 2015, Dias, et al 2017, ZHAO, et al. 2017; ASSIS, et al. 2019). Se tratando da região amazônica cujas atividades, a vida e a

organização da sociedade estão intimamente ligadas à dinâmica hídrica dos seus rios, estes eventos impactam diretamente a população (ANDRADE e PAIVA, 2019). A Amazônia é um sistema complexo e estudá-la por unidade hidrológica, é uma alternativa extremamente válida e que, sem dúvida pode ajudar muito a entendê-la. Este estudo pretende entender a dinâmica hídrica e ambiental da bacia hidrográfica do Rio Juruá, avaliar o comportamento de variáveis climáticas para o período de 18 anos, analisar a dinâmica hídrica de áreas inundadas, a dinâmica da vegetação e o comportamento sazonal dos focos de incêndio, correlacionar a dinâmica hídrica de áreas inundadas com as variáveis climáticas, influências na vegetação e nos focos de incêndios, bem como gerar modelos de cenários pretérito, presente e futuro como potencial ferramenta de gestão do território, de recursos naturais e serviços ecossistêmicos.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Bacia Hidrográfica do Rio Juruá

A bacia hidrográfica Amazônica é compartilhada entre nove países da América do Sul, possui enorme riqueza em biodiversidade, potencial energético e vantajosa localização geográfica, estendendo-se dos Andes ao Oceano Atlântico, sempre despertaram os interesses de cientistas, empresários e governantes de todo o mundo (FERES e MOREIRA, 2014; ALVES, et al. 2014; SUMILA, 2016; DIAS, et al. 2017). Sua área de drenagem cobre mais de um terço do continente sul-americano, e sua descarga contribui com quase um quinto do total de todos os rios do mundo.

Com as cabeceiras do rio Amazonas localizadas nos Andes a cerca de 100 km do Oceano Pacífico, suas águas correm mais de 6.000 km antes de escoar para o Oceano Atlântico. Dentro desta malha fluvial a Amazônia tem 15 afluentes e contém um complexo sistema de vegetação, incluindo a mais extensa floresta tropical preservada no mundo (GIWA, 2004).

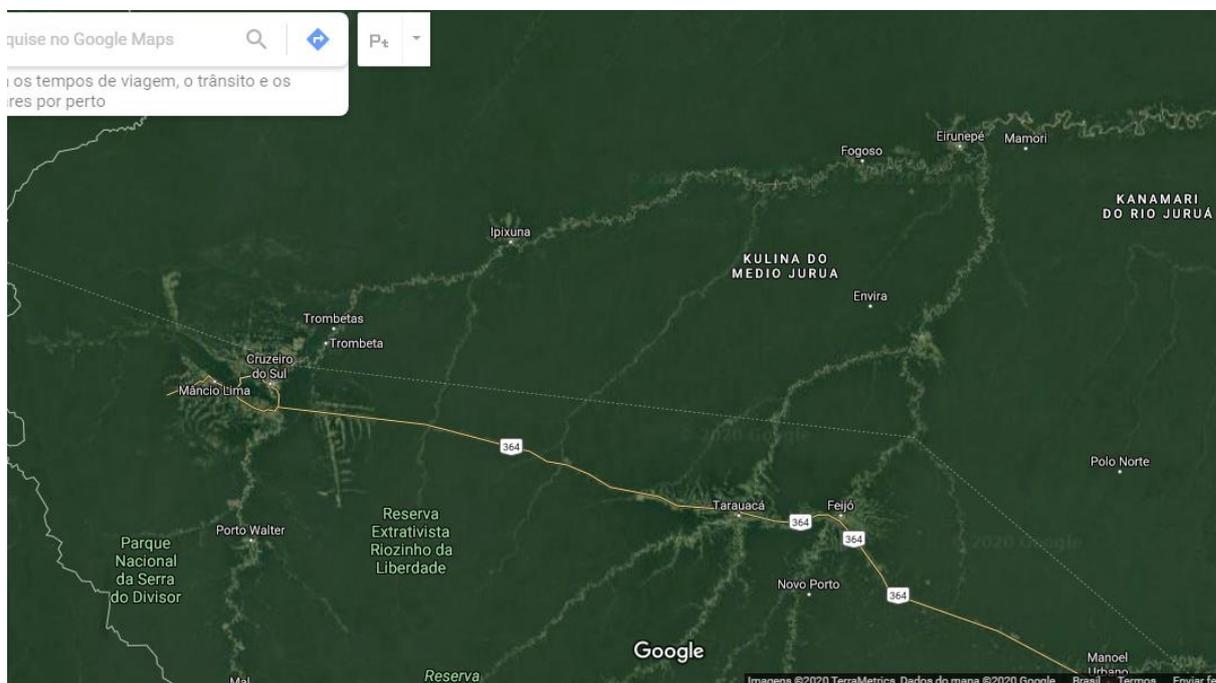
O rio Juruá, importante afluente da bacia hidrográfica amazônica, nasce no Peru e percorre os estados do Acre e do Amazonas por uma extensão de 3.280 km até desaguar na margem direita do Rio Solimões (COSTA, et al. 2012). A importância hídrica da Região se reflete na dependência das populações dos cursos d'água para a navegação, tanto como deslocamento quanto para abastecimento e escoar a produção, como também a agricultura, a

pesca e a extração de madeira que estão diretamente associadas às flutuações do nível da água, com os plantios de várzeas (ACRE, 2012; SOUSA e OLIVEIRA, 2016).

Possui águas turvas com alta concentração de nutrientes, com flutuação anual de nível em seu trecho mediano variando de 12 a 15 m, suas águas representam cerca de 2% da descarga anual do rio Amazonas. Em geral, o Juruá alaga suas planícies de dezembro a meados de maio. Em seu baixo curso, o alagamento pode durar até agosto devido ao efeito de barramento do Solimões/Amazonas (WCS, 2018).

A navegação é realizada regularmente desde sua foz, no Solimões, até Cruzeiro do Sul - AC, com extensão de 2.464 km. Da foz até Eirunepé, AM (1.650 km), as profundidades são superiores a 2,10 metros. Entre Eirunepé e Cruzeiro do Sul pode-se contar ainda dessa profundidade, no período de águas altas e médias (dezembro a maio), e entre 2,10 m e 1 m, nos meses de águas baixas (setembro a novembro).

Na época de águas altas a navegação é feita até Taumaturgo de Azevedo, 330 km a montante de Cruzeiro do Sul, e, eventualmente, até a fronteira com o Peru. As embarcações que efetuam o abastecimento de Cruzeiro do Sul são balsas de 1.000 toneladas, na época de cheia, e 300 toneladas, na vazante (ANA, 2016).



O Juruá, por conta de seus exuberantes e numerosos meandros, típico de planícies de inundação, é considerado o rio mais sinuoso do mundo (WCS, 2019), com enorme planície de inundação e milhares de lagos (ACRE, 2012; SOUSA e OLIVEIRA, 2016). Em função destes

e outros atributos a bacia é a mais recente região brasileira a ganhar o título de “Sítio Ramsar”, título este que reconhece mundialmente sua importância ecológica (AMIGOS DA TERRA, 2019). A lista de zonas úmidas de importância internacional é o instrumento adotado pela Convenção Ramsar – tratado intergovernamental com objetivo de promover a cooperação entre países na conservação e no uso racional das zonas úmidas no mundo.

A planície de inundação é uma zona úmida também conhecida como várzea no conhecimento popular, é o local da bacia hidrográfica onde se verifica a laminação de cheias e se processam trocas de água entre calha dos rios e margens das áreas adjacentes, promovendo a regularização hídrica, principalmente nas grandes bacias (CHRISTOFOLETTI, 1980; FRAPPART et al., 2005).

As várzeas ao longo dos rios da região abrigam as maiores densidades de população humana devido à fácil acessibilidade, a riqueza em recursos naturais e aos solos altamente produtivos (JUNK et al., 2018). A agricultura praticada na região, as atividades de plantio se iniciam no período de vazante, exercida principalmente pela agricultura familiar, ribeirinhos e povos indígenas, com o período de colheita no início da cheia dos rios (SCHONGART & JUNK, 2007; COSTA et al. 2012). É comum o uso do fogo como prática de limpeza de área e preparo para o plantio, nestes sistemas de produção de subsistência.

A produção agrícola na bacia do Juruá apresenta como principais culturas temporárias a mandioca que responde por 40%, o milho com 30%, o arroz com 20% e o feijão com 10%, com um total de produção anual de 33.000 toneladas de grãos. Já a produção animal conta com 309.741 bovinos, 72.726 suínos e 661.976 aves (ANA, 2012).

De acordo com o plano estratégico de recursos hídricos dos afluentes da margem direita do rio Amazonas (2012), 95% das terras da bacia do Juruá estão cobertas por florestas, 2,4% se encontra ocupado por atividades antrópicas e 2,1% ocupado por água.

Para Frappart et al. (2011), o conhecimento das funções hidrológicas desempenhadas pelas planícies de inundação é fundamental para a implantação de estratégias de manejo, seja com objetivo de aumentar a capacidade de armazenamento de água ou de laminação das cheias, em locais com características favoráveis. Contudo a Bacia hidrográfica do rio Juruá carece de informações científicas que possam subsidiar políticas públicas para seu manejo de forma integrada e eficaz.

2.2 Dados Climáticos na Amazônia

O fenômeno El Niño - Oscilação Sul (ENOS) corresponde a um evento climático natural intimamente ligado com a variabilidade de precipitação pluviométrica na região Amazônica, que consiste em um ciclo interanual de oscilação de uma fase quente (El Niño) e uma fase fria (La Niña) (ARAÚJO, 2013). Por se estender a ambos os hemisférios, a região amazônica é caracterizada por vários regimes de chuvas. Durante um ano de normalidade a chuva na região mostra fases opostas entre os trópicos norte e sul, com uma estação chuvosa no inverno austral no norte e no verão no sul, devido ao aquecimento alternado de cada hemisfério e ao ciclo anual do Sistema de Monção da América do Sul (MARENGO et al., 2012).

Os fenômenos El Niño e La Niña atuam de modo a diminuir e aumentar respectivamente, a intensidade de convecção na bacia amazônica, influenciando no regime de precipitação pluviométrica. Em ocorrências de El Niño acentuado, há redução nos índices de chuvas, o que leva a secas e, conseqüentemente, maiores possibilidades de incêndios (FONSECA, et al. 2017; BARBOSA, et al. 2018; ARAGÃO, et al. 2018). Em contraponto, quando um evento da La Niña se faz presente, nota-se um aumento no regime de precipitação e aumentam as chances de inundações (SOUSA et al., 2015). Fatores estes que exercem influências diretas na dinâmica da vegetação (HUETE, et al. 2006; SAMANTA, et al. 2010; XU, et al. 2011; MORTON, et al. 2014; BARICHIVIC, et al. 2018).

Diversos estudos climáticos mostram a influência do ENOS nas flutuações e descargas do nível da água nas bacias hidrográficas de rios da Amazônia, causadas por anomalias de precipitação pluviométrica em grande escala (SOMBROEK, 2001; SCHONGART e JUNK, 2006; SOUSA et al. 2015). Os registros das secas de 2005 e 2010 foram tão intensos que provocaram a morte de árvores, aumentando o número de incêndios florestais e liberando grandes quantidades de carbono para a atmosfera, segundo estudos que avaliaram 5,3 milhões de km² da Amazônia com índices de seca e estresse hídrico, essas mudanças refletiram em recessão dos principais rios da bacia Amazônica, com registro de aumento na duração da estação seca (MARENGO et al., 2011, 2013; LEWIS et al. 2011).

Chuvas intensas provocam enchentes severas, afetando sistemas humanos e naturais (MARENGO, et al., 2012, 2013; ESPINOZA, et al., 2013, 2014), sendo associados com La Niña alguns destes eventos intensos de chuvas. Em 2014 e 2015 o sudoeste da Amazônia sofreu fortes inundações devido a mais de 100% de chuvas de verão acima do normal nos

estados do Acre e Rondônia e da Amazônia boliviana e peruana, e os níveis do Rio Madeira e Rio Branco atingiram níveis recordes, inundando cidades, fazendas e estradas, prejudicando a pesca e isolando os moradores (ESPINOZA et al., 2014; CPRM, 2018).

Além do ENOS, outros fenômenos como o aquecimento das águas oceânicas do Atlântico Norte, Zona de Convergência do Atlântica Sul (ZCAS) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) também influenciam dinamicamente as variáveis climáticas na bacia (SERRÃO, et al. 2015; GARCIA, et al. 2018).

2.3 Produtos do Sensoriamento Remoto

Informações espaciais de grande escala têm sido supridas com o uso do sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer), sensor global com cobertura repetida de alta frequência e potencial significativo para mapear a extensão e a dinâmica de zonas úmidas em resoluções espaciais moderadas (ORDOYNE e FRIEDL 2008; KHAN, et al. 2011; FENG, et al. 2012; CHEN, et al. 2013; MOHAMMADI, et al. 2017; ANDRADE e PAIVA, 2019).

De acordo com Li et al. (2015) o uso de índices espectrais é uma abordagem frequente para estudar mudanças temporais de sensores ópticos de resolução moderada a grosseira, permitindo dessa forma resumir as informações espectrais em índices multispectrais para conseqüentemente, estudar suas variações espaço-temporal.

Dentre diversos índices espectrais, o EVI (Índice de vegetação melhorado) tem sido amplamente utilizado por conta de apresentar estreita correlação com a dinâmica espaço-temporal da vegetação, corroborando seu potencial no monitoramento da cobertura vegetal sobre extensas áreas, com melhoras na sensibilidade às alterações do dossel, principalmente em áreas de maior densidade de biomassa (RISSO et al., 2009; BORGES e SANO, 2014; MAEDA et al., 2014), adicionalmente separa o solo e as influências atmosféricas do sinal de vegetação (DIDAN et al., 2015).

Alguns autores se utilizando do EVI divergem quanto ao chamado esverdeamento da floresta Amazônica durante o período seco. Huete et al. (2006) e Saleska et al. (2007) indicaram em seus estudos um aumento excessivo da floresta amazônica durante uma forte seca em 2005, contradizendo as previsões do modelo de que a limitação da água levaria a declínios da floresta. Contudo outros autores defendem a não correlação do aumento do EVI

no período das severas secas de 2005 e 2010 na Amazônia, relatando um declínio severo e persistente do verde da vegetação (SAMANTA et al., 2010; XU et al., 2011).

Diversos outros índices para detectar e monitorar áreas úmidas e água na superfície foram desenvolvidos e propostos (GAO 1996; MCFEETERS 1996; XU 2006). De maneira geral estes índices combinam bandas de infravermelho de ondas curtas (SWIR) ou infravermelho próximo (NIR), onde o domínio espectral contém características físicas específicas de absorção de água e regiões espectrais visíveis (VIS), sendo o mais amplamente utilizado e conhecido o Índice de Água por Diferença Normalizada – NDWI (Normalized Difference Water Index) (LI et al., 2015).

A água tem a característica de refletir uma parcela muito pequena da luminosidade incidida, pois a maior parte da energia luminosa incidente é transmitida, absorvida e dispersada pela água. O espectro da radiação refletida pela água ocupa a faixa de comprimento de onda entre 400-900nm, o que equivale à faixa do visível e o infravermelho-próximo (BOSCHETTI et al., 2014). Na região do infravermelho próximo e médio, a vegetação, os solos e rochas, apresentam refletâncias altas, com isso acentuam-se as distinções destes objetos da água. O Índice de área inundada por diferença Normalizada - NDFI (Normalized Difference Flood Inundation), propostos principalmente para a detecção de águas abertas pela sua combinação VIS - SWIR, se apresenta como uma versão melhorada do NDWI (DU et al., 2016).

A grande dificuldade do monitoramento de áreas de planícies de inundações das bacias, bem como mudanças do nível de água de rios e planícies de inundação é a complexidade da dinâmica das inundações (JUNG et al., 2011). As medidas temporais de alta frequência e a resolução espacial média tornam o MODIS particularmente adequado para mapeamento de inundação ao longo do tempo e em grandes áreas.

Os produtos “MODIS fire” foram os primeiros dos conjuntos de dados de detecção de incêndios, sendo usados para ajudar a responder a uma ampla gama de questões científicas relacionadas ao papel da queima de biomassa na terra (GIGLIO et al., 2016). O produto de focos de calor mais atual é o MOD14 Collection 6, composto em grade de 1 km de pixels de fogo detectados em cada célula da grade em cada período de composição diária (24 horas).

O produto inclui a ocorrência de incêndio (dia / noite), localização do incêndio, os critérios lógicos utilizados para a seleção de fogo, confiança na detecção, Potência Radiativa de Fogo e várias outras camadas descrevendo os atributos de pixel de fogo, fazendo a

distinção entre fogo, sem fogo e sem observação. Possui ainda uma máscara de fogo ativa que sinaliza incêndios e outros pixels relevantes, uma tabela de pixels de fogo que fornece 27 partes separadas de informações radiométricas e de algoritmo interno sobre cada pixel de fogo detectado (GIGLIO et al., 2018).

2.4 Modelagem pretérita e futura - Modelo ARIMA

Modelos estocásticos são amplamente utilizados para previsão de séries temporais hidrológicas, precipitações e vazões de diversas bacias hidrográficas (CHEN et al. 2011; VALIPOUR 2012, RIZEEI et al., 2018). A metodologia dos processos estocásticos se baseia em mecanismos dinâmicos que fornecem análises estruturadas de uma sequência de observações. Assim, um processo estocástico deve ser visto como um modelo que descreve a estrutura probabilística de uma sequência de observação (FIGUEIREDO e BLANCO, 2016; BAYER et al., 2017; RIZEEI et al., 2018). Portanto, a modelagem estocástica, por preservar o relacionamento estatístico dentro das observações passadas, se tornou amplamente utilizada para simular a resposta de um sistema (MOHANASUNDARAM et al. 2019).

Na Amazônia, a modelagem hidrológica é de extrema importância para a dinâmica da população, segurança e operação de transporte hidroviário, bem como para diversos serviços ecossistêmicos, figurando como potencial produto para gestão e planejamento territorial (FIGUEIREDO e BLANCO 2016).

Dentre os modelos utilizados para tal finalidade, destaca-se a modelagem ARIMA – Autoregressive Integrated Moving Average Model – que se baseia em mecanismos dinâmicos, que através de uma série observada, permite gerar dados futuros com base no comportamento passado da variável (FIGUEIREDO e BLANCO 2016; MOHANASUNDARAM et al., 2019). Realiza a transformação dos dados para escala logarítmica a fim de reduzir a representação da escala real e facilitar seu processamento (VALIPOUR et al., 2013).

Chen et al. (2011) desenvolveram um modelo de previsão com prazos de 3 a 5 meses para a América do Sul, a partir da relação entre as anomalias da temperatura da superfície o mar com a severidade anual da estação de incêndio, a partir de série de dados de 2001 a 2009, defendendo a ideia de que informações antecipadas sobre a probabilidade de incêndios na estação seca permitem explorar e implementar opções de gerenciamento.

Em estudo que propõe um modelo completo para monitorar as mudanças no escoamento superficial, Rizeei et al. (2018) coloca que a previsão e a análise de séries

temporais compõem ferramentas importantes para várias aplicações ambientais, como exemplos a hidrologia e o manejo de bacias hidrográficas. Neste estudo foram usados os modelos ARIMA e de transformação de terras (LTM), com série temporal de 2000 a 2010, para previsão do escoamento superficial futuro, com base nas variações de precipitação, da dinâmica do clima e uso da terra / cobertura do solo.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Caracterização da área

A bacia hidrográfica do rio Juruá, na região Amazônica, tem extensão territorial de 224 mil km², apresenta seu pico mais alto com aproximadamente 878 metros de altitude e configura-se como importante tributário do Rio Solimões (Figura 1). O rio Juruá nasce na região de Ucayali no Peru a uma altitude média de 453 m, percorre no sentido Sudoeste-Nordeste os estados do Acre e do Amazonas por uma extensão de 3.280 km até desaguar na margem direita do Rio Solimões, sendo navegável em mais da metade de sua extensão por grandes embarcações (ACRE, 2010; COSTA et al., 2012; SOUSA e OLIVEIRA 2016).

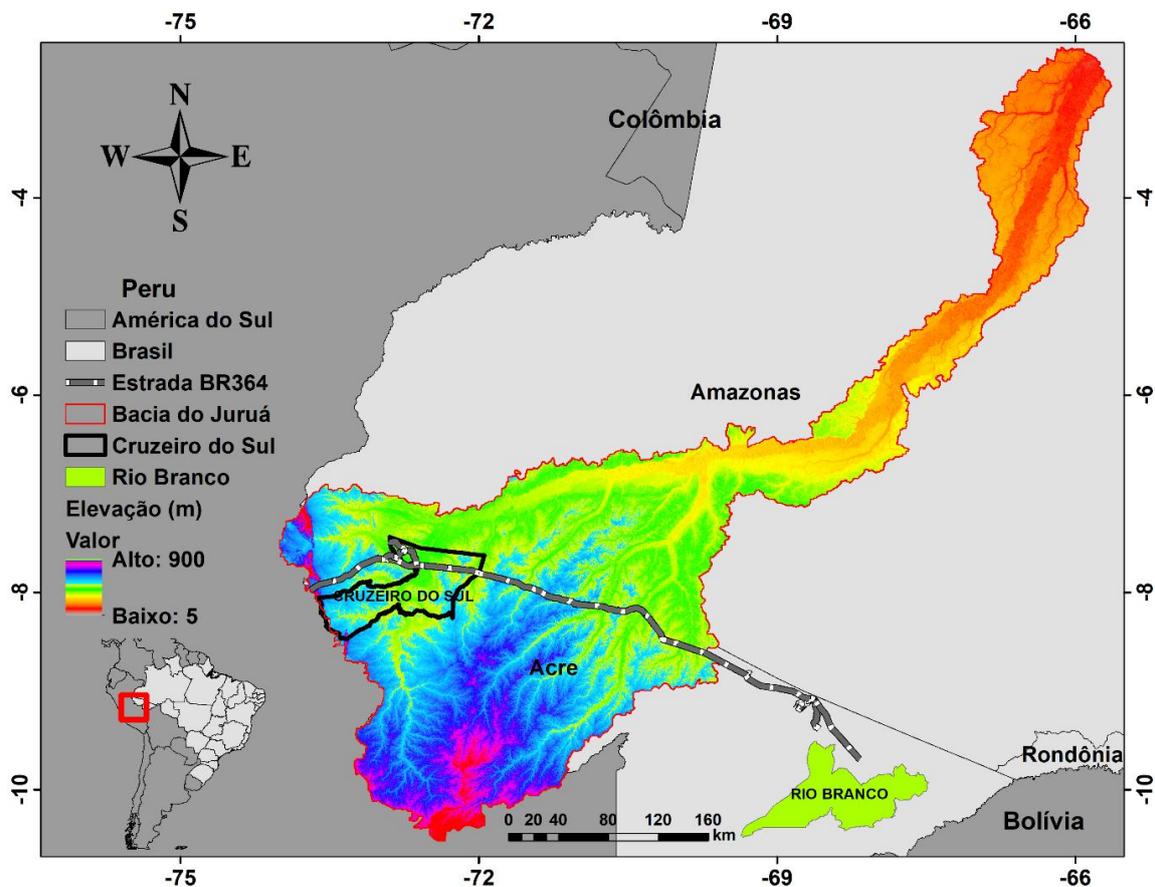


Figura 1. Localização geográfica da Bacia Hidrográfica do Rio Juruá, na Amazônia.

Segundo Alvares et al. (2013), o clima da região é o equatorial úmido com altas taxas de precipitação pluviométrica, normalmente variando entre 1.800 e 2.200 mm. A área está inserida na Região Florística Amazônica, com predomínio de Floresta Ombrófila Densa (IBGE, 2012). Os solos predominantes na bacia são Argissolos Vermelho Amarelo, (IBGE, 2019).

O polígono de delimitação da Bacia hidrográfica do Juruá utilizado neste trabalho foi obtido na base de dados Earth Data, vinculado ao site da National Aeronautics and Space Administration - NASA (<https://earthdata.nasa.gov/>, 2018).

3.2 Dados climáticos de superfície

Dada a amplitude territorial do estudo e pouquíssimas estações meteorológicas nas proximidades da área de estudo, optou-se por dados de reanálise do Reanalysis 2 (NetCDF), que se utiliza de um sistema de análise / previsão de última geração usado para realizar a assimilação de dados com uso de dados de 1979 a 2003. Dados provenientes de diferentes fontes de reanálises são utilizados como base confiável para o desenvolvimento de pesquisas científicas (RUFFAULT et al., 2016; DAS et al. 2017).

Neste trabalho, foram utilizados dados de 3 variáveis meteorológicas, temperatura média do ar (°C), chuva (mm) e umidade do solo (mm), obtidos da NCEP-DOE Reanalysis 2 (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.html>) (KANAMITSU et al., 2002) para toda bacia do Juruá em escala mensal para o período de 2001 até 2018. A umidade do solo, dada em milímetro, é estimada por um modelo hidrológico de camada única desenvolvido por Huang et al. (1996) e Van den Dool et al. (2003) que leva em consideração a precipitação e a temperatura para calcular a umidade do solo.

No processo de análise dos dados, as observações são interpoladas para uma grade e uma previsão do modelo é usada para ajudar com a interpolação. Portanto, tecnicamente falando, os dados fornecidos são uma mistura de dados observacionais e dados do modelo.

3.3 Índices Espectrais de Vegetação e de Áreas Inundadas

Foram utilizados o Enhanced Vegetation Index - EVI e o Normalized Difference Flood Inundation – NDFI, produtos do MOD13 A3006, disponibilizados pela NASA

(<https://search.earthdata.nasa.gov/>), usando um algoritmo de composição temporal baseado em um esquema de média ponderada para criar a composição mensal a partir das imagens de 16 dias (DIDAN et al., 2015).

Para englobar toda a bacia hidrográfica do rio Juruá foram utilizados quatro tiles - h11v9, h11v10, h10v9 e h10v10 (Figura 2), totalizando 216 arquivos em toda série-temporal (2001-2018) para cada índice, os quais compuseram os dados médios mensais de acordo com o dia astronômico correspondente de cada ano.

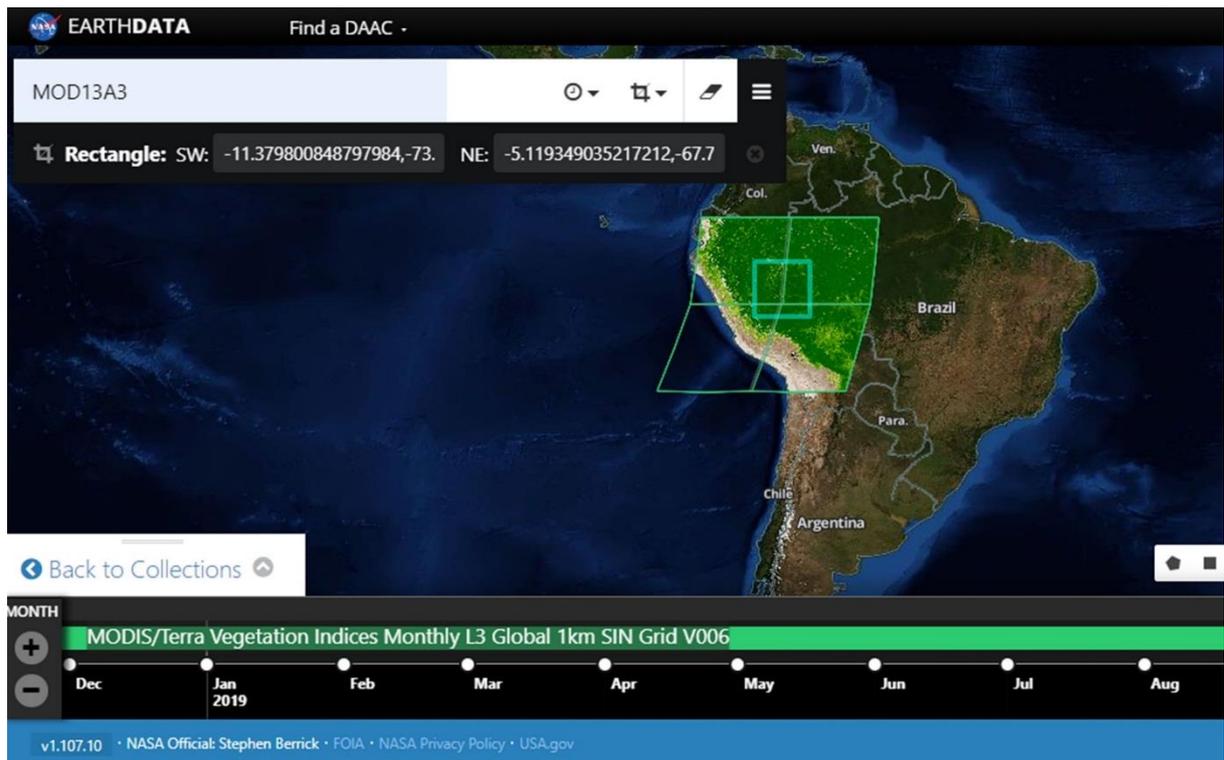


Figura 2. Interface do site da NASA com os quatro tiles usados no estudo.

O polígono da Bacia Hidrográfica do Rio Juruá foi inserido e utilizado como área de interesse e a organização espacial dos dados se deu com a criação de uma célula de grade com resolução espacial de 1 km, com coordenadas X (Longitude) e Y (Latitude).

O EVI (Equação 1) permite análises regulares da vegetação em nível global, com avaliação de aspectos fenológicos e fisiológicos da vegetação tais como teor de clorofila, área foliar, biomassa verde, radiação fotossintética ativa e estrutura do dossel, além da detecção de mudanças de uso e cobertura do solo (HUETE et al., 2000).

$$EVI = G \frac{NIR-Red}{NIR+C1 Red-C2 Blue+L} \quad (1)$$

em que NIR, Red e Blue são as refletâncias de superfície, corrigidas total ou parcialmente; L é o ajuste do fundo do dossel para corrigir o NIR diferenciado, não linear e a transferência radiante vermelha através de um dossel; C1 e C2 são os coeficientes do termo de resistência ao aerossol (que usa a faixa azul para corrigir influências de aerossol na faixa vermelha); e G é um ganho ou fator de escala. Os coeficientes adotados para o algoritmo MODIS EVI são L = 1, C1 = 6, C2 = 7,5 e G = 2,5 (DIDAN et al., 2015).

O índice NDFI, uma versão melhorada e atualizada do NDWI – Normalized Difference Water Index - proposto inicialmente por Gao (1996), permite ressaltar feições de água e minimizar o restante dos alvos. Os diversos índices que se baseiam no princípio da diferença normalizada, tal como o utilizado neste estudo, produzem uma resposta no intervalo entre [-1, 1], facilitando a análise e a interpretação dos resultados (BOSCHETTI et al., 2014; DU et al., 2016). Os índices de diferença normalizada de maneira geral tem fórmula de “ $DN = (V1 - V2)/(V1 + V2)$ ” onde, os valores de V1 e V2 são maiores ou iguais a zero. Considerando regiões que contém a feição desejada, V1, via de regra, deve apresentar valores superiores que V2. Para as feições não desejadas, V2 deve apresentar valores superiores, ou pelo menos semelhantes, aos de V1. Assim, a aplicação da equação produzirá valores superiores a zero (próximos de 1 para situação ideal) em regiões que contém a feição desejada e, valores próximos de zero ou inferiores (próximos de -1 para situação ideal) para as regiões que contém as feições não desejadas (GAO, 1996; LI et al. 2013; CIAN et al. 2018).

A fórmula utilizada neste estudo (Equação 2) se utilizou das bandas do vermelho e do infravermelho médio – SWIR.

$$NDFI = \frac{(Red - SWIR)}{(Red + SWIR)} \quad (2)$$

em que, SWIR e Red são as refletâncias de superfície, corrigidas total ou parcialmente.

Para melhor utilização dos dados de NDFI, os valores do índice foram transformados para valores de área (km²), desta forma seguiu-se trabalhando com os valores correspondentes

a áreas inundadas, a partir dos valores positivos encontrados no NDFI. Os dados de NDFI foram processados para identificação do período crítico para inundação, bem como os anos de maior e de menor inundação na bacia, onde foi realizada espacialização para promover uma melhor interpretação e correlação com os fatores climáticos, fisiológicos e focos de incêndio.

Foi utilizada a ferramenta MODISTsp no software R versão 3.5.1 para fazer o download da série de imagens MODIS do período de janeiro de 2001 até dezembro de 2018. O processamento das imagens se deu em ambiente R, com o recorte da bacia hidrográfica de estudo e a transformação do raster em vetor para extrair os valores dos pontos (R CORE TEAM, 2015).

3.4 Focos de Calor

Os dados dos focos de calor, para o mesmo período em questão são produtos obtidos do MOD14 Collection 6 plataforma Terra, disponibilizados pela NASA (<https://search.earthdata.nasa.gov/>). Este é o produto de fogo mais básico, no qual incêndios ativos e outras anomalias térmicas são identificados. A estratégia de detecção de incêndio baseia-se na detecção absoluta de um incêndio (quando a intensidade do fogo é suficiente para detectar) e na detecção relativa ao seu fundo (para ter em conta a variabilidade da temperatura da superfície e a reflexão da luz solar).

O polígono da Bacia Hidrográfica do Rio Juruá foi inserido e utilizado como área de interesse e a organização espacial dos dados se deu com a criação de uma célula de grade com resolução espacial de 1 km. Normalmente estudos de focos de calor têm os dados disponibilizados em formato discreto (em pontos) dificultando análises espaciais, prejudicando sua correlação com outras variáveis que normalmente são expressas em unidades de área (raster) (SILVA et al., 2015). Por essa razão, fez se necessário uso da densidade de Kernel para transformar os focos de incêndios em dados de superfície. A densidade kernel é um interpolador, que possibilita a estimação da intensidade de um evento em uma área, mesmo nos locais em que o evento não tenha gerado nenhuma ocorrência real (BARBOSA, 2018).

O software ArcGIS 10.5 foi utilizado para processamento dos dados e realizar a contagem do número mensal de focos de incêndio, bem como a densidade de focos com o estimador de densidade de *kernel*. O estimador de Kernel é um método probabilístico não paramétrico, ou seja, não segue uma distribuição normal, onde a superfície é estimada de acordo

com histograma de frequências dos dados pontuais e o número de eventos é estimado por unidade de área (SILVA et al., 2015).

Os dados foram processados para identificação do período crítico para incêndios na bacia hidrográfica do Juruá, bem como os anos de maior ocorrência, para desta forma, realizar a espacialização destes dados e relacionar a melhor interpretação dos fatores climáticos e hidro fisiológicos com os eventos.

3.5 Análises Estatísticas

As variáveis utilizadas (temperatura do ar, chuva, umidade do solo, focos de calor, EVI e NDFI) foram caracterizadas por meio da estatística Boxplot, para toda a série estudada, para se avaliar o formato, a tendência e a distribuição empírica dos dados. Utilizou-se ainda da estatística descritiva para processamento dos dados com a extração dos meses e anos mais expressivos das variáveis estudadas.

Para melhor compreender a influência das variáveis ao longo da série estudada na bacia hidrográfica do Juruá e as interações dos atributos biofísicos, foi realizada uma análise multivariada de redução de dados utilizando a Análise de Componentes Principais – ACP e também correlação de Pearson. Foram analisadas temperatura média do ar, chuva, umidade do solo, focos de calor, EVI e NDFI, separadas em período seco (de abril a setembro) e chuvoso (de outubro a março). Todas as análises estatísticas e geração de gráficos foram realizadas no software R versão 3. 5. 1 (R CORE TEAM, 2015).

Foram realizadas análises de tendência nas variáveis estudadas, por ser amplamente pesquisada e comumente encontrada em séries temporais. Diz-se que a série apresenta tendência quando a mesma possui certa inclinação ou disposição natural (SALVIANO et al., 2016; SOUZA e ROCHA, 2015). Neste estudo fez-se uso dos testes Mann-Kendall e Pettit, com nível de significância de $p = 0,05$.

O teste de Mann-Kendall (MANN 1945; KENDALL, 1975; apud SALVIANO et al., 2016), foi realizado utilizando o pacote Kendall (MCLEOD, 2015) no software R (Equação 3). Quando na análise dos resultados quanto mais próximos de 0 (zero) forem os valores de p-value, reforça a hipótese nula de que as informações são independentes e identicamente distribuídas, ou seja, não existência de tendência na série.

$$Z_{mk} = \frac{S - 1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}; \text{ when } S > 0$$

$$Z_{mk} = 0; \text{ when } S = 0$$

$$Z_{mk} = \frac{S + 1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}; \text{ when } S < 0$$
(3)

em que, Z_{mk} é o índice Z do teste de Mann-Kendall; S é a estatística “score” e $\text{Var}(S)$ é a variância do valor estatístico S.

A presença de uma tendência, quando estatisticamente significativa, é avaliada usando o valor de Z, onde valor positivo indica um aumento da tendência e valor negativo indica uma tendência decrescente. Para testar a tendência crescente ou decrescente no nível de significância de p, a hipótese nula é rejeitada, utilizando-se a tabela da distribuição normal cumulativa padrão.

O teste Pettitt (PETTIT 1979, apud SALVIANO et al., 2016) acusa o ponto de mudança na tendência central de uma série temporal, onde a hipótese nula do teste admite ausência de um ponto de mudança na série, foi realizado com pacote TSA no software R (Equação 4). É comumente aplicada para detectar um único ponto de mudança em séries hidrológicas ou climáticas com dados contínuos (CERA e FERRAZ, 2015). Onde:

$$k_T = \max |U_{t,T}|$$

$$U_{t,T} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^T \text{sgn}(X_i - X_j)$$
(4)

$$p \cong 2 \exp\left(\frac{-6 K_T^2}{T^3 + T^2}\right)$$

A estatística k (t) representa o ponto de mudança t significativo no qual o valor de $|U_t, N|$ é máximo e está associado a um nível de significância (p). O ponto de mudança da série está localizado em K_T , desde que a estatística seja significativa.

3.6 Modelagem Pretérita e Futura – Modelo ARIMA

Utilizou-se o Autoregressive Integrated Moving Average Model (ARIMA) para prever as mudanças prováveis do NDFI a partir da série de dados do período estudado, representando as áreas inundadas.

Modelos ARIMA para estruturas sazonais são especificados por dois conjuntos de parâmetros de ordem, sendo eles: (p, d, q) e (P, D, Q) m, conforme mostra a equação 5. Onde o parâmetro auto-regressivo p especifica o número de defasagens usadas no modelo (AR (p)), se referindo ao uso de valores passados na equação de regressão para a série Y. O d representa o grau de diferenciação no componente integrado (I (d)), ou seja, subtrair seus valores atuais e anteriores d vezes. A ordem q determina o número de termos a serem incluídos no modelo, componente de média móvel (MA (q)) representa o erro do modelo como uma combinação de termos de erro anteriores. Os parâmetros (P, D, Q) m descrevem o componente sazonal de m períodos (DATASCIENCE.COM).

$$Y_t = c + \phi_1 y_{d t-1} + \phi_p y_{d t-p} + \dots + \phi_1 e_{t-1} + \phi_q e_{t-q} + e_t \quad (5)$$

em que: p = ordem autoregressive; d = ordem de diferenciação (1 ou 2 tipicamente); q = ordem média móvel

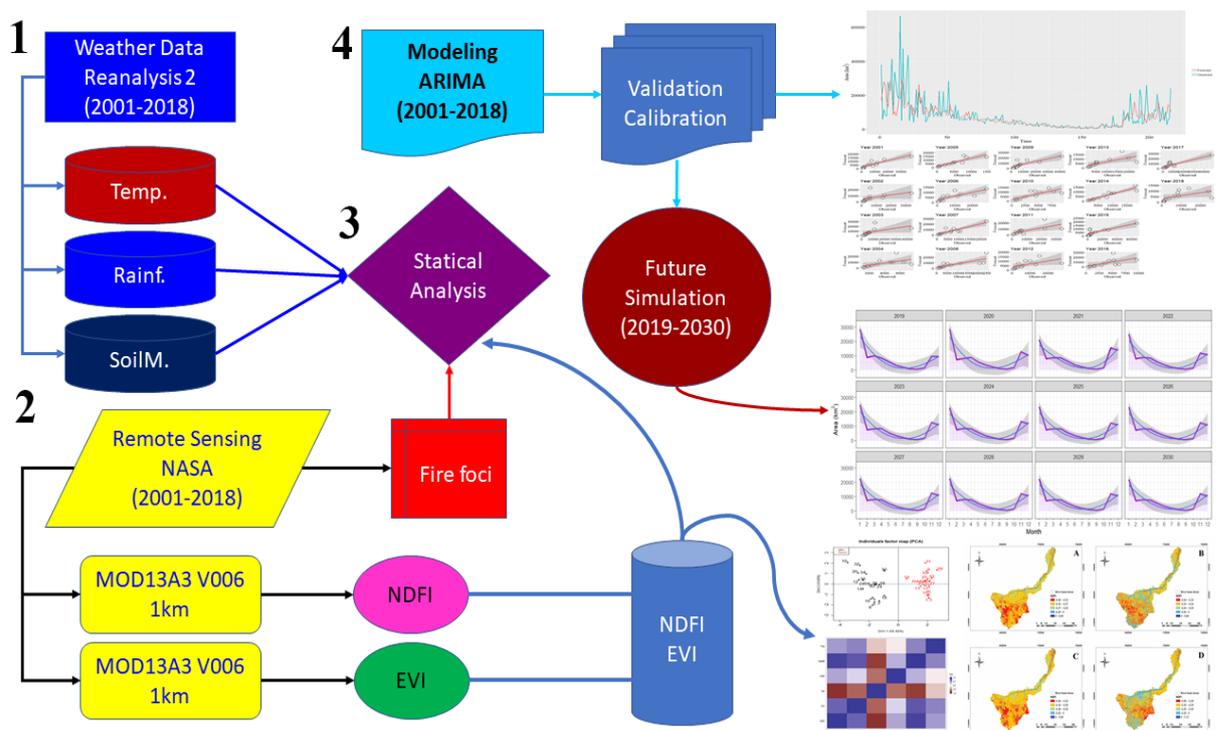
Realizou-se a parametrização dos dados de NDFI com a extração dos valores positivos mensais da série de 2001 a 2018, já transformados para área (km²) de toda bacia hidrográfica do Rio Juruá. Foi construída uma planilha com extensão .CSV com os dados dos meses de janeiro a dezembro deste período estudado de 18 anos, totalizando 216 observações, com coordenadas x e y. O modelo ARIMA realizou a transformação dos dados para escala logarítmica a fim de reduzir a representação da escala real e facilitar seu processamento.

A validação se deu com a geração da série de dados passados de 10 anos, ou seja, a partir do modelo foi gerada a série pretérita de 120 amostras para prever o ano seguinte. Sendo assim para obter a validação do ano de 2001 foi usada a série estimada de 1991 a 2000, e para o ano de 2002 a série de 1992 a 2001, sucessivamente até o ano de 2018. Todos os anos considerados foram validados a partir de indicadores estatísticos, tais como Erro Padrão da

Estimativa (EPE), coeficiente de determinação (R^2) e índice de concordância de Willmott (D) (WILLMOTT et al., 1985).

A simulação futura da variável NDFI foi realizada para o período de 12 anos, de janeiro de 2019 até dezembro de 2030, utilizando dados mensais da série temporal de 18 anos (2001 a 2018) obtidos conforme descrito no Subtópico 3.3 de índices espectrais. Esses modelos, segundo Valipour (2015), dependem diretamente de valores passados e, portanto, funcionam bem em séries longas e estáveis.

O fluxograma do trabalho foi montado para facilitar o entendimento de todas as etapas do estudo, divididos em 4 etapas, sendo estas didaticamente apresentadas abaixo:



4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Dados Climáticos de Superfície

Os dados de temperatura média do ar mostram um comportamento sazonal com baixo gradiente de variação ao longo da série estudada, com as médias variando pouco durante os meses do ano (Figura 3). As maiores médias registradas ocorreram nos meses de setembro, outubro e novembro ($>26,5^{\circ}\text{C}$) e as menores médias nos meses de junho e julho ($<26,0^{\circ}\text{C}$),

com máxima registrada no mês de outubro (27,1 °C) e mínima em junho (25,4°C), sendo apresentada amplitude térmica de 1,7 °C para a bacia.

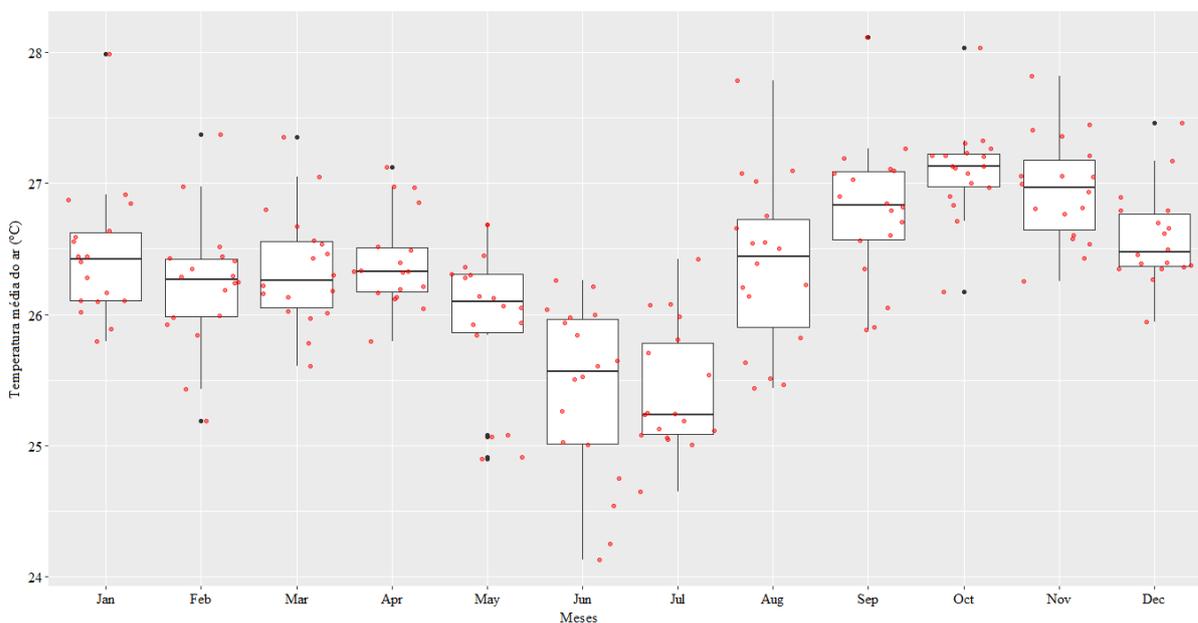


Figura 3. Temperatura média do ar para a série de 2001 a 2018, na bacia Hidrográfica do Juruá.

Com relação à precipitação, a sazonalidade se mostrou bem mais expressiva, com valores mínimos entre junho e setembro e aumento a partir do mês de outubro, com altos volumes de precipitação se estendendo até abril. Destaque para o período de dezembro a março com precipitações médias acima de 260 mm. O decréscimo é observado a partir de maio e se estende até setembro, com destaque para os meses de junho, julho e agosto com precipitações médias abaixo de 100 mm (Figura 4). Tal comportamento observado evidencia duas condições bem distintas e conhecidas na Amazônia: a estação seca e a estação chuvosa. Esta sazonalidade também foi observada nos estudos de Espinoza et al. (2009a, 2009b), Marengo et al.(2012) e Marengo e Espinoza (2016).

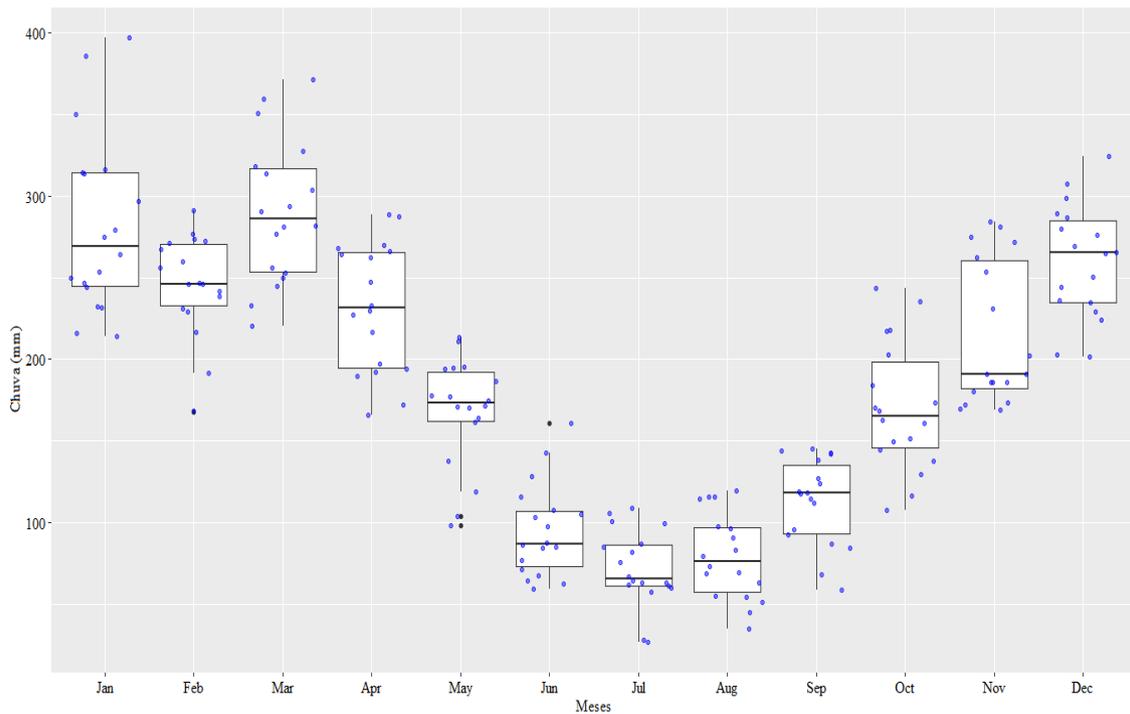
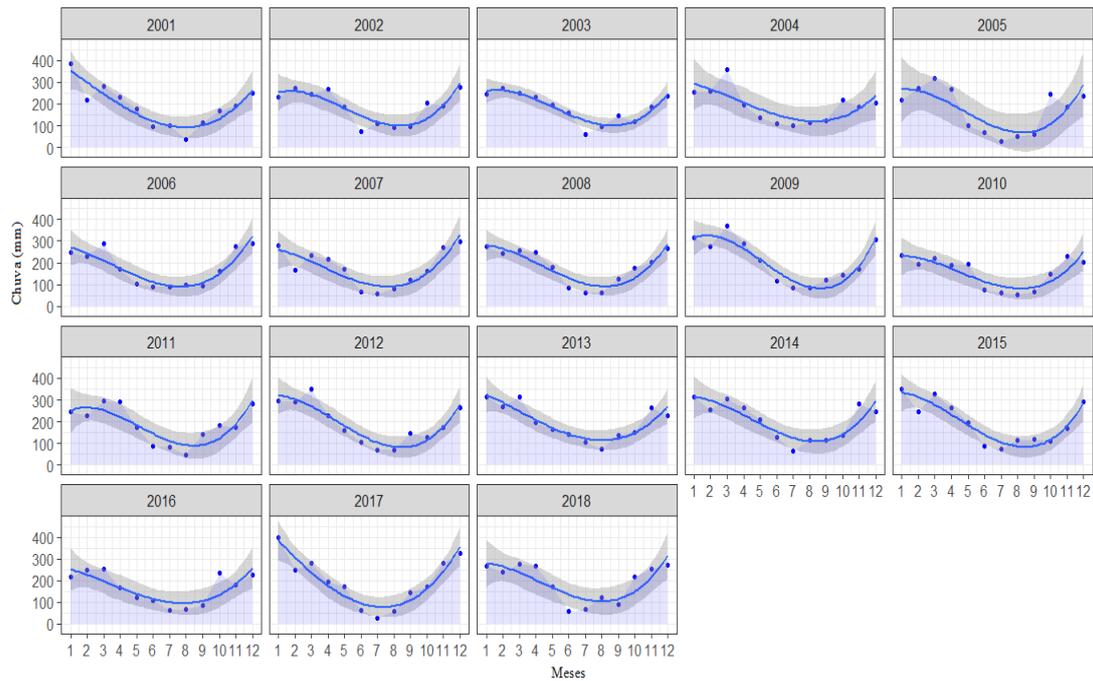


Figura 4. Chuva mensal para a série de 2001 a 2018, na bacia Hidrográfica do Juruá.

Diversos autores associaram os eventos extremos de seca na Amazônia com anomalias positivas da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Atlântico tropical e com eventos El Niño (ARAGÃO et al., 2007; ZENG et al., 2008; MARENGO e ESPINOZA, 2016; DIAS et al., 2017). Neste estudo os anos de menor precipitação da série foram 2010 (155,62 mm),

2016 (163,15 mm) e 2005 (169,93 mm), todos anos apontados com as influências do El Niño e da TSM, corroborando com estudos já realizados para a região para anos de seca.

Na série estudada, o mês de julho apresentou a menor precipitação média (71,82 mm) seguido do mês de agosto (79,12 mm), fato que agrava a condição de seca e conseqüentemente aumenta a susceptibilidade aos focos de incêndio na bacia hidrográfica do Juruá para este período.

As inundações são o principal fator controlador das trocas de água das planícies de inundação, com importante papel nos processos ecológicos, na diversidade da vegetação, no armazenamento de água e na dinâmica hidrológica dos rios de uma bacia hidrográfica (JUNK, 1982; PAIVA et al., 2013; JUNK et al., 2018; ANDRADE e PAIVA, 2019).

O mês de março apresentou a maior precipitação média para a série (290,25mm) seguido do mês de janeiro (282,28 mm), evidenciando estes meses como os de maiores chances de ocorrência de inundações na bacia do Juruá. Os anos de maiores médias mensais de precipitação registrada no período foram 2009 (207,31 mm), 2014 (202,80 mm) e 2013 (196,28 mm). Os extremos de inundações observados na série foram correlacionados por diversos autores com eventos de La Niña e com as TSM's do Atlântico Sul (MARENGO et al., 2011, 2013). Filizola et al. (2014) estudando a inundação de 2009, tida como a de maior proporção já registrada na Amazônia, e também por Espinoza et al. (2013) e Marengo e Espinosa (2016), apontaram precipitações 100% acima da média no estado do Acre na estação chuvosa deste ano.

Conhecer a distribuição espaço-temporal da precipitação e os fatores climáticos que influenciam diretamente é de notória importância, pois permite avaliar o comportamento desta variável, implicando na dinâmica dos rios (LI et al., 2010; CUARTAS et al., 2012), na disponibilidade hídrica e em eventos extremos (SANTI et al., 2012; KEENAN et al., 2014), além de ser fundamentalmente necessário para a gestão dos recursos hídricos e planejamento ambiental (FILHO et al., 2013; SERRÃO et al., 2015).

A umidade do solo apresentou sazonalidade expressiva para a série estudada na bacia do Juruá, com comportamento de aumento a partir do mês de novembro se estendendo até maio, com destaque para o período de janeiro a maio com valores acima de 550 mm. O decréscimo apresentado a partir de junho e se estendendo até outubro, com as menores médias registradas nos meses de agosto (396,76 mm), setembro (372,59 mm) e outubro (387,80) (Figura 5). Quando se observa os anos da série, é possível perceber que em 2005 (435 mm) e

2016 (448 mm) são os anos que apresentaram as menores médias de umidade do solo, fato que acentuou o potencial do risco de incêndios na Bacia do Juruá para estes anos. Já os anos com as maiores médias de umidade do solo foram os anos de 2002 (549 mm) e 2003 (545 mm), não coincidindo necessariamente com anos descritos com de grandes inundações.

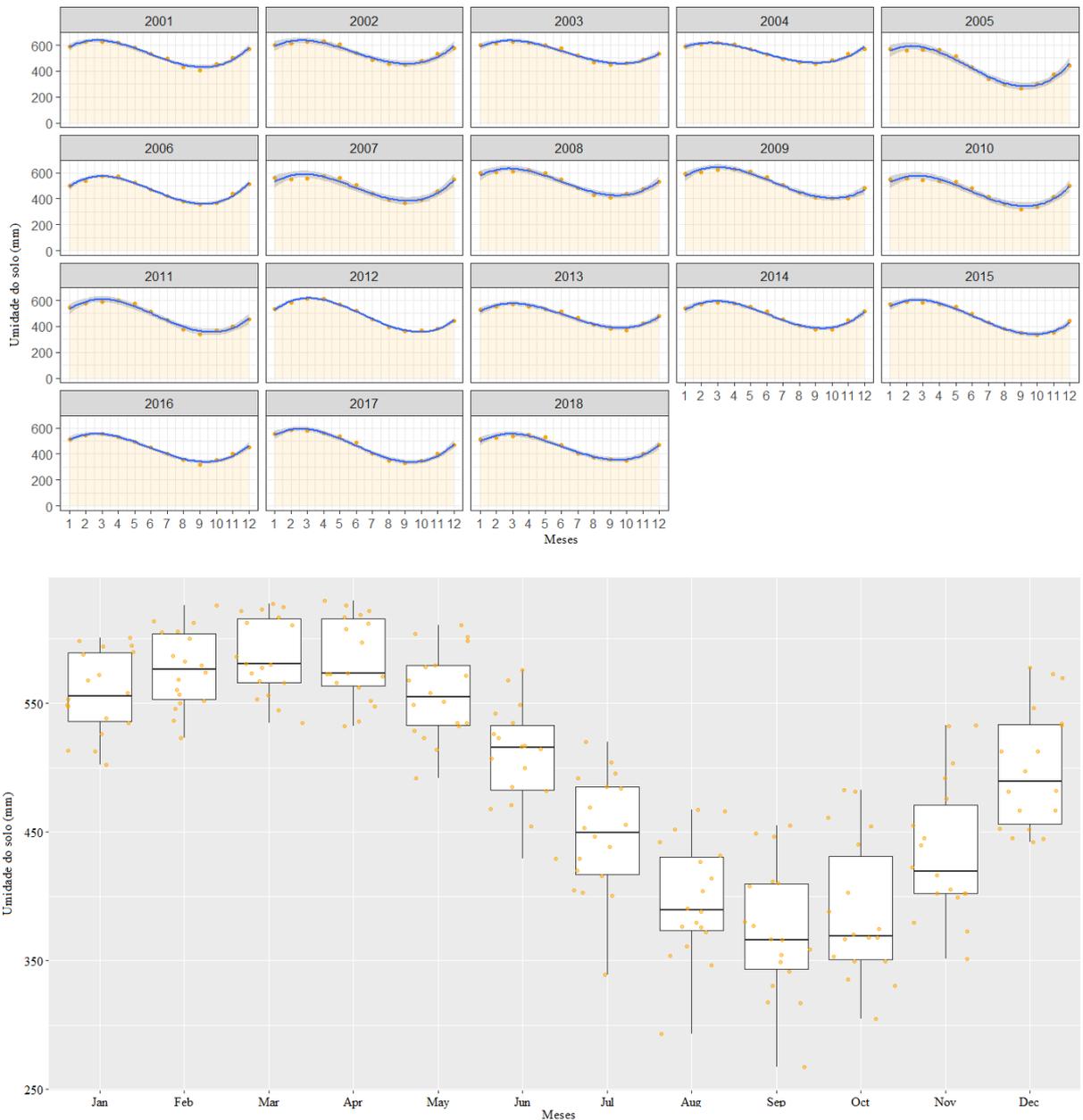


Figura 5. Umidade do solo mensal para a série de 2001 a 2018, na bacia Hidrográfica do Juruá.

É possível observar semelhanças no comportamento sazonal da umidade do solo e da precipitação, comum atraso no tempo de resposta da umidade do solo em relação a redução da

precipitação de aproximadamente 1 mês. O decréscimo observado na precipitação ocorreu a partir de maio, enquanto o decréscimo na umidade do solo ocorreu a partir de junho. Da mesma forma o aumento da precipitação foi observado a partir do mês de outubro, um mês antes de se evidenciar aumento na umidade do solo, em novembro.

O período de janeiro a abril pode ser apontado como o de maior probabilidade de ocorrência de inundações e cheias extremas na bacia, pois coincide com os meses onde a umidade do solo atinge seus maiores volumes com as maiores precipitações registradas.

Com relação aos efeitos da estação seca, os meses de julho, agosto e setembro mostraram coincidir os menores registros de umidade do solo e precipitação, potencializando este período como de aumento do número de ocorrência de incêndios na bacia, além da eventual inviabilização da locomoção de grandes embarcações pelas hidrovias da bacia face a redução do fluxo.

4.2 Índices Espectrais de Vegetação e de Áreas Inundadas

Os valores de EVI observados na série estudada mostram de maneira geral, as maiores médias na estação chuvosa e as menores na estação seca, com os maiores valores do índice nos meses de outubro (0,566), novembro (0,573) e dezembro (0,560), início da estação chuvosa. Valores semelhantes de EVE foram encontrados por Huete et al. 2006, estudando a fenologia da vegetação amazônica em múltiplas escalas com uso do MODIS de 2000 a 2005, encontrando variação de EVI de 0,5 a 0,7 ao longo do ano. No entanto Saleska et al. (2016), ao pesquisar o esverdeamento na estação seca das florestas amazônicas, com uso do EVI corrigido, encontraram valores oscilando entre 0,4 e 0,55.

Para os meses de janeiro a março, apesar de ainda registrarem altos valores de precipitação, o EVI apresentou decréscimo nos valores quando comparados com o primeiro trimestre do período chuvoso, provavelmente pelo aumento de áreas alagadas, uma vez que coincide com o período de maiores registros de precipitação e de umidade do solo. Situação defendida por Zhao et al. (2017) quando apresenta a correlação negativa encontrada em seu estudo entre a precipitação e o índice de vegetação na floresta tropical, sugerindo que um aumento na precipitação inibiria o verde da vegetação.

Podemos assim supor, que nestes meses o excesso de água passa a ser um fator limitante para o crescimento da vegetação (Figure 6). Huete et al. (2006) citam ainda que nas

florestas tropicais sazonalmente secas, a fotossíntese começa a declinar no final da estação úmida, provavelmente como resultado do início da senescência das folhas.

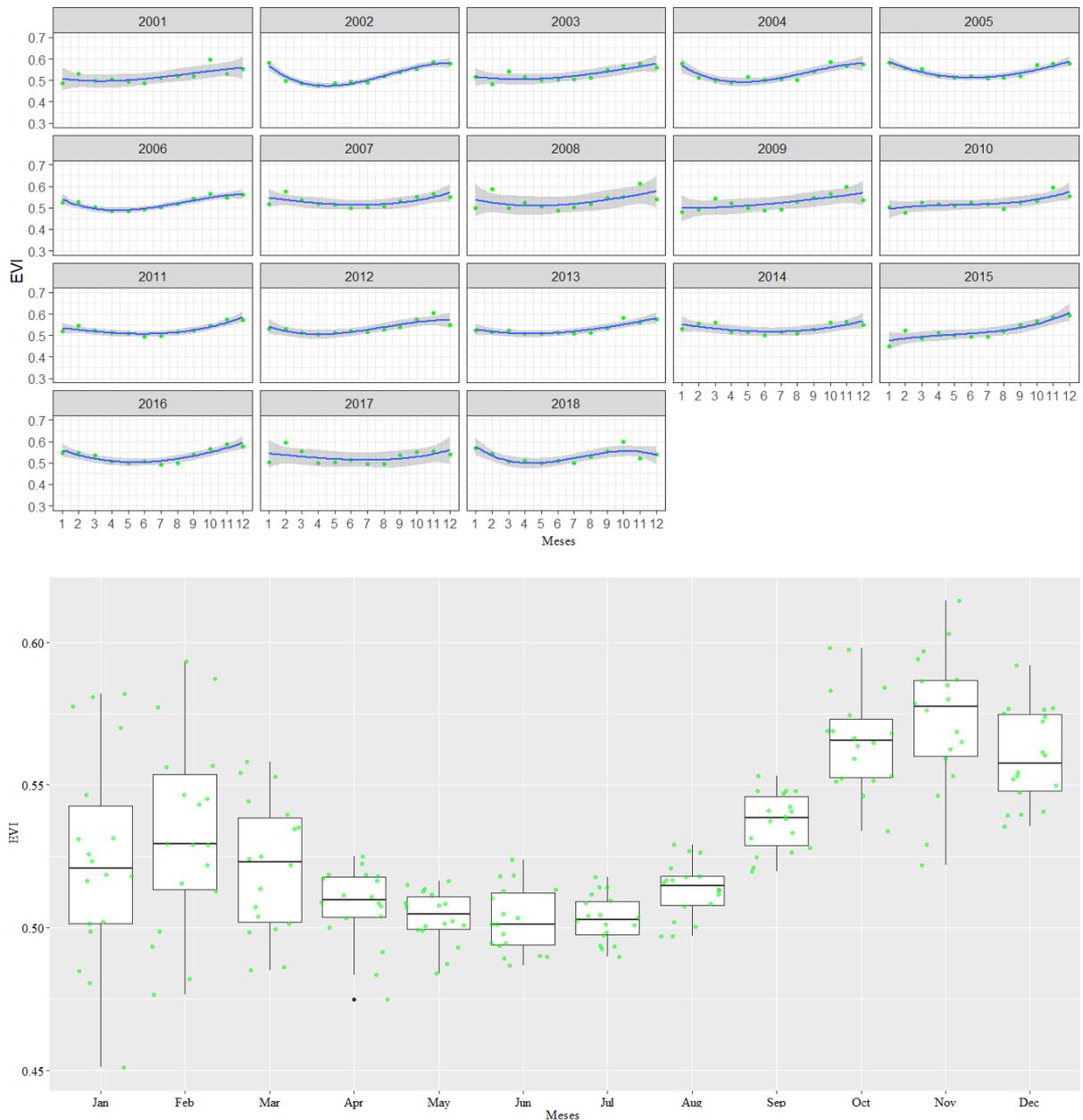


Figura 6. Valores mensais de EVI para a série de 2001 a 2018, na bacia Hidrográfica do Juruá.

O período com as menores médias de EVI observadas foi de abril a agosto, sendo os meses de junho (0,502) e julho (0,503) os de menores médias da série, coincidindo com o período de menores precipitações e temperatura média do ar registrados na bacia hidrográfica. De maneira geral, o mês de abril a bacia começa a experimentar redução dos volumes de precipitação, apesar dos volumes de umidade do solo ainda se apresentarem altos, e esta

condição de menos precipitação se estende até setembro, coincidindo com o período de menores valores observados de EVI.

No entanto, diversos estudos evidenciam que as florestas tropicais "esverdearam" durante estações secas anuais, de maior incidência de luz solar, sugerindo que elas são mais limitadas pela luz que pela água (SALESKA et al., 2014; MORTON et al., 2014). Huete et al. (2006) estudando o crescimento das florestas tropicais da Amazônia na estação seca, mostraram que o aumento do EVI na estação seca prevalece em toda a bacia, que o rubor das folhas na Amazônia Central, coincide com os picos da estação seca na radiação fotossinteticamente ativa. No entanto suas conclusões sobre o "esverdeamento" da estação seca estão limitadas a anos de chuva típicos, não levando em consideração anos de eventos extremos.

Longo et al (2016) atentam para a necessidade de cuidadosa atenção às incertezas nas medições por satélite da sazonalidade da floresta, uma vez que o EVI é essencialmente sensível às mudanças na refletância do infravermelho próximo e não tanto à absorção da radiação fotossinteticamente ativa que impulsiona a produtividade da floresta. Comentam ainda que diversos mecanismos podem levar à regulação positiva da fotossíntese da estação seca nas florestas da Amazônia, tais como a fenologia do dossel e a geometria da iluminação.

Para o NDFI pode-se observar os meses de novembro a abril com os maiores valores, estão compreendidos no período chuvoso da região amazônica, com o mês de janeiro apresentando a maior média de áreas inundadas para a série em questão, 23.772 km² (Figura 7). Este comportamento está intimamente ligado com a precipitação registrada na bacia hidrográfica, com o pico de janeiro ocorrendo provavelmente em função do auge da estação chuvosa na região, onde as condições de precipitação e umidade do solo corroboram para este aumento considerável da área inundada.

O período compreendido entre maio e outubro foi o que apresentou os menores valores médios de NDFI, com os menores registros nos meses de setembro (890 km²) e agosto (1.421 km²), exatamente os meses de maior ocorrência de focos de incêndio, fato que evidencia uma forte relação inversa.

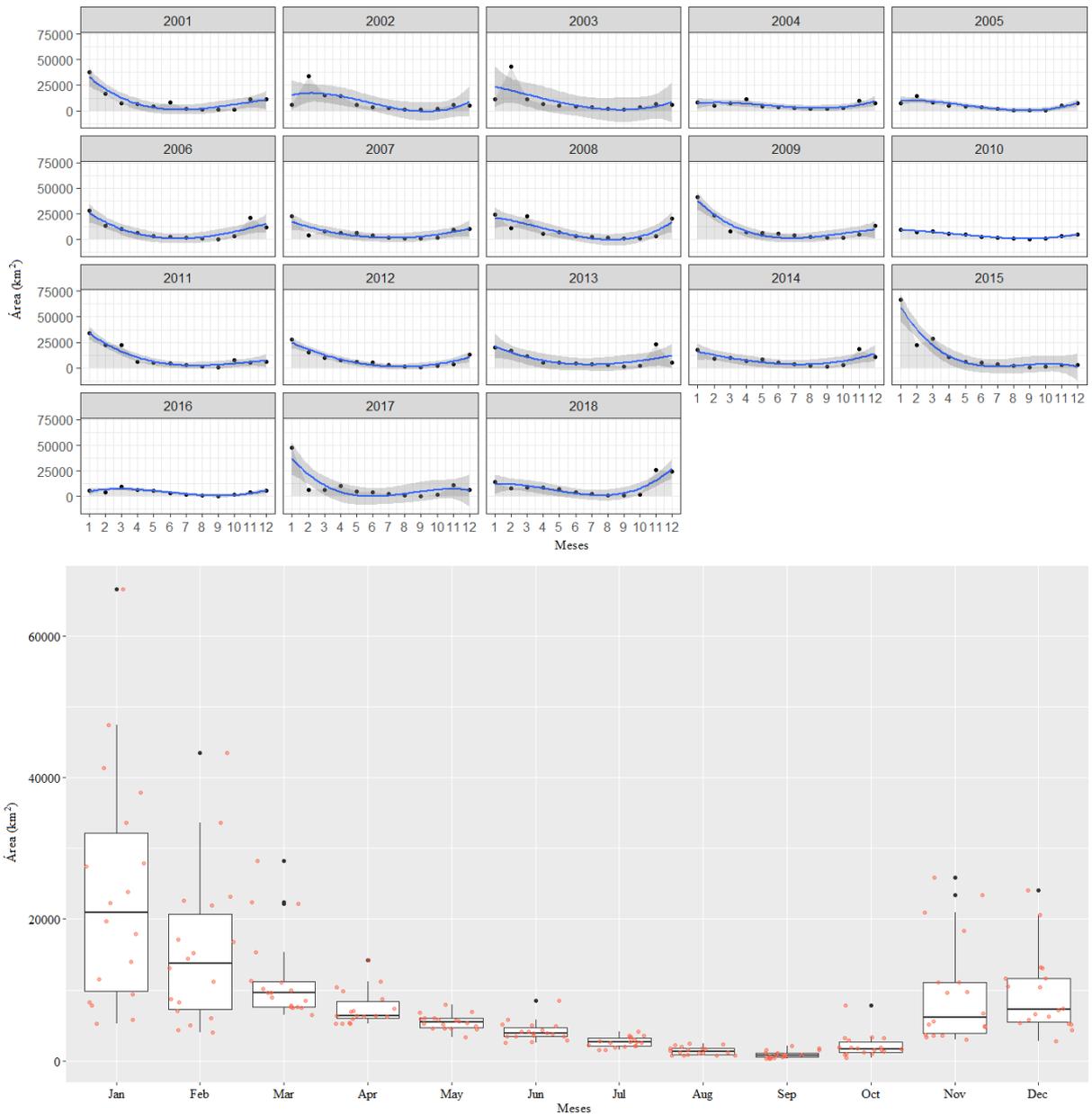


Figura 7. Valores de NDFI para a série de 2001 a 2018, na bacia Hidrográfica do Juruá.

Com relação aos anos de maior registro de áreas inundadas na série, destacaram-se 2015 com 22.275 km² e 2009 com 16.140 km² de área inundada para os meses de novembro a abril, que foi observado como o período de maiores valores de NDFI.

Marengo e Espinoza (2016) estudando os efeitos de eventos sazonais extremos na Amazônia, com foco nas secas e inundações, observaram que as cheias de 2009 estavam associadas com La Niña. Já as cheias de 2015 ocorreram em função das chuvas de verão mais

de 100% acima do normal no sudoeste da Amazônia, afetando os estados do Acre, Rondônia e na Amazônia Boliviana e Peruana.

Já os anos que apresentaram os menores registros de área inundada foram 2010 com 1.764 km² e 2005 com 1.967 km², para os meses de maio a outubro, que foi observado como período de menores valores de NDFI (figura 8). Diversos autores apontam estes anos como de extrema seca na região amazônica, inclusive com aumento expressivo nos focos de incêndio (SERRÃO et al., 2015; VASCONCELOS et al., 2015; BARBOSA et al., 2018).

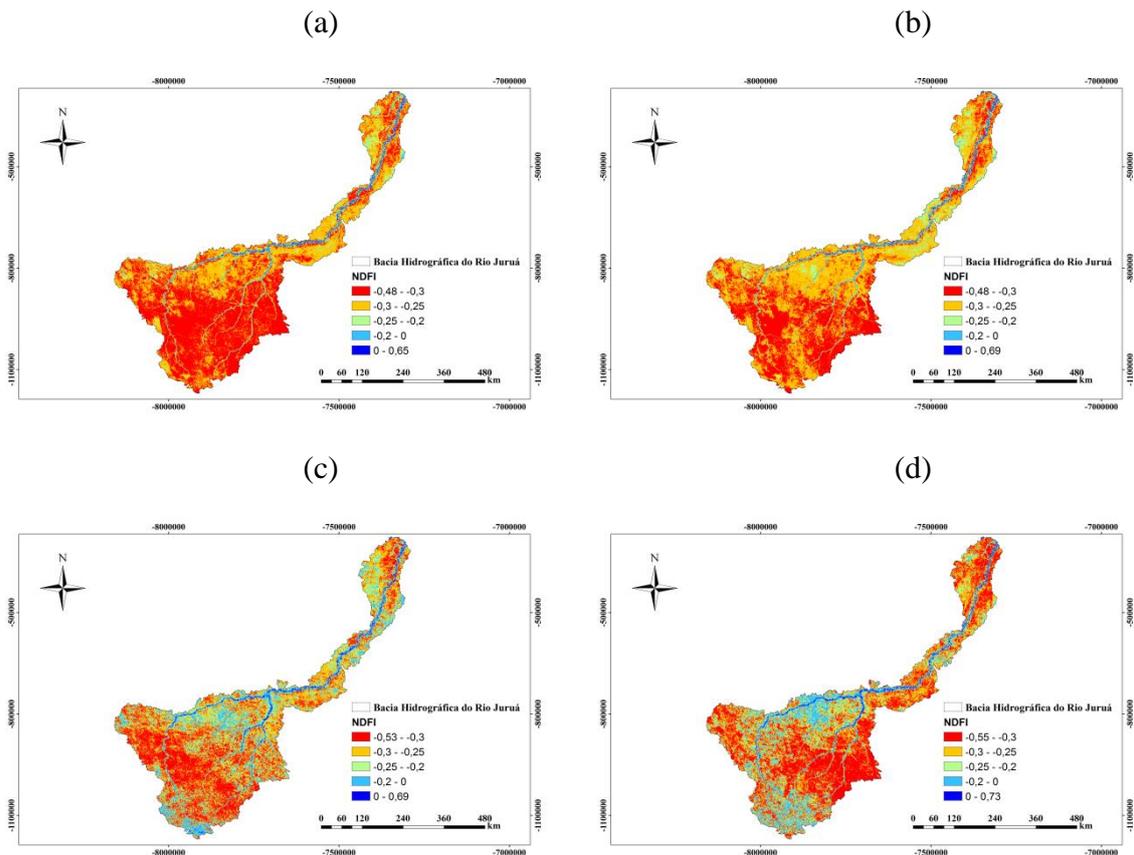


Figura 8. NDFI da bacia hidrográfica do Rio Juruá para os anos de 2005 (a) e 2010 (b) período seco, e os anos 2009 (c) e 2015 (d) período chuvoso.

Vários estudos tem demonstrado a relação entre variáveis climáticas e a biomassa de florestas tropicais (CHAVE et al., 2004; MALHI et al., 2006; RUTISHAUSER et al., 2010; STEGEN et al., 2011). Neste estudo, a biomassa representada pelo EVI apresentou seu pico no período chuvoso, onde foram observadas também maiores temperaturas, altos índices pluviométricos e de umidade do solo, momento em que a bacia hidrográfica do rio Juruá apresentou maiores médias de áreas inundadas, representadas pelo NDFI.

As planícies de inundação amazônicas, sujeitas a inundações que podem durar vários meses durante o ano (JUNK et al., 2018), abrigam as florestas de várzea mais rica em biodiversidade do mundo e para lidar com o pulso anual de inundação, as espécies de árvores que habitam as várzeas da Amazônia desenvolveram uma série de adaptações fenológicas, fisiológicas e estruturais (ASSIS et al., 2015a).

Segundo Assis et al. (2019) o hidroperíodo tem se mostrado um importante fator de influência na biomassa florestal, em que as árvores tendem a ficar submetidas a enchentes prolongadas e, assim, incorporam mais biomassa em anéis de crescimento das árvores, o que suporta os resultados obtidos neste estudo.

4.3 Focos de calor

Foi observado na bacia do Juruá para o período de 2001 a 2018, maior concentração dos focos de calor nos meses de agosto (1.142) e setembro (1.547), sendo apontados como os meses mais críticos; Os meses de julho e outubro com média acima de 150 focos, em condição de anteceder e suceder os períodos mais crítico, sendo considerados como de médio risco de incêndio; Respectivamente os demais meses apresentaram médias abaixo de 27 focos de incêndio, sendo considerados como meses não críticos (Figure 9). Este período de agosto a setembro é justamente o cenário mais favorável quando se observa as variáveis climáticas, coincidindo os menores valores de precipitação e umidade do solo com a temperatura do ar já registrando aumento, que implica em redução da umidade do ar, maior evapotranspiração e maior susceptibilidade aos incêndios na bacia. Resultados semelhantes foram encontrados por Vasconcelos et al. (2015) e Barbosa et al. (2018) que identificaram mais de 95% e 93%, respectivamente, dos focos de incêndios nos meses mais secos da Região Amazônica.

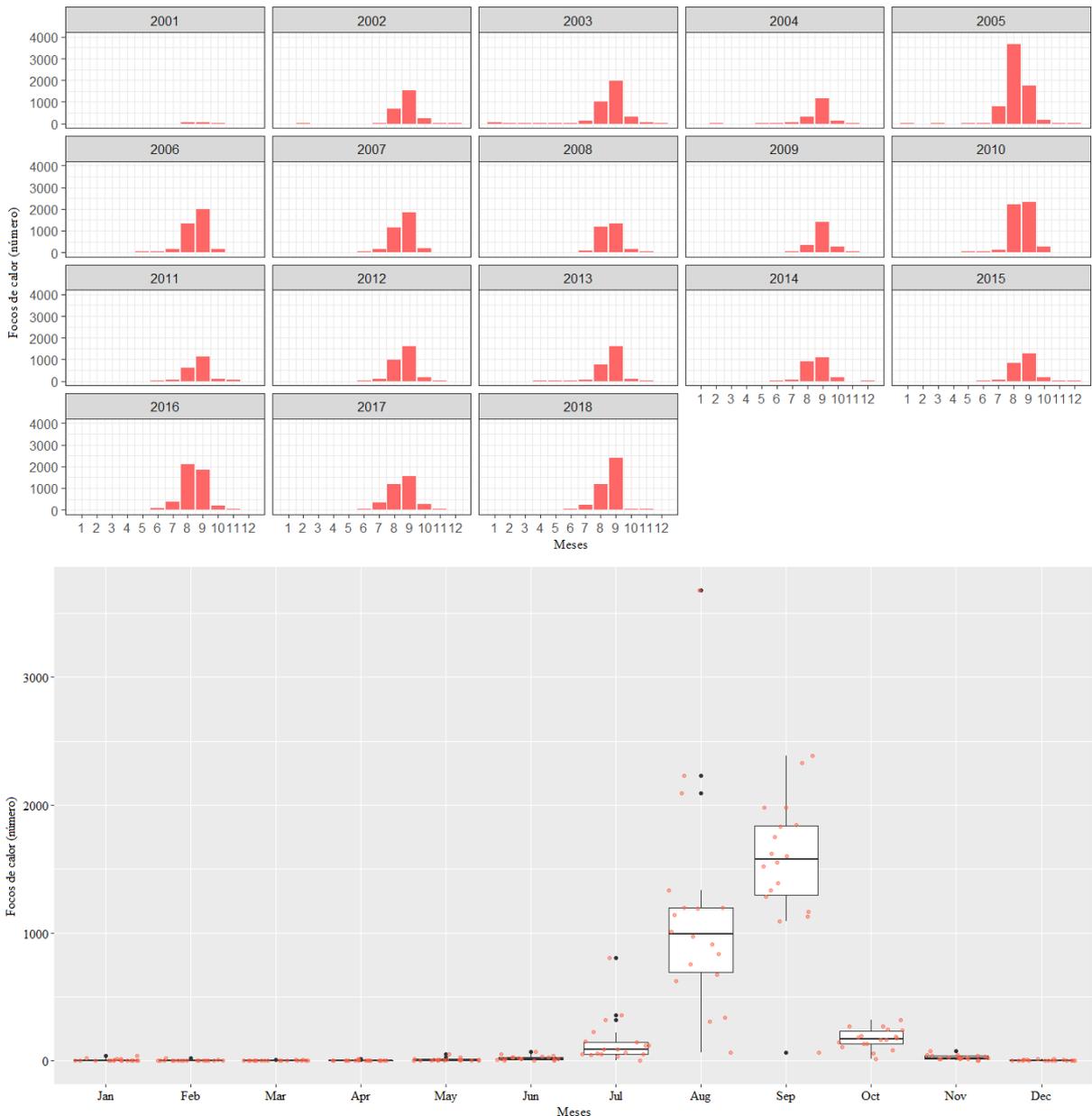


Figura 9. Distribuição mensal dos focos de calor para a série de 2001 a 2018, na bacia Hidrográfica do Juruá.

No cenário de focos de calor, destacam-se os anos de 2005 e 2010, com os maiores valores totais registrados na série temporal estudada, foram 5.427 focos em 2005 e 4.559 focos em 2010, concentrados nos meses de agosto e setembro. Para melhor entender como ocorreu a distribuição espacial dos focos de incêndio para estes anos, por conta desta situação observada, foi realizada a espacialização dos focos (Figura 10).

Esta situação ocorreu devido aos eventos de extrema seca observados nestes anos, que ocasionaram segundo alguns autores, as maiores secas do século na região amazônica

(FILIZOLA et al., 2014; SERRÃO et al., 2015; MARENGO e ESPINOSA, 2016). Estudos apontam que nas últimas décadas estes eventos vêm se tornando cada vez mais frequentes na região amazônica, repercutindo em vários problemas de ordem social, econômica e ambiental (GLOOR et al., 2013; CORREA et al., 2017; ANDRADE e PAIVA, 2019).

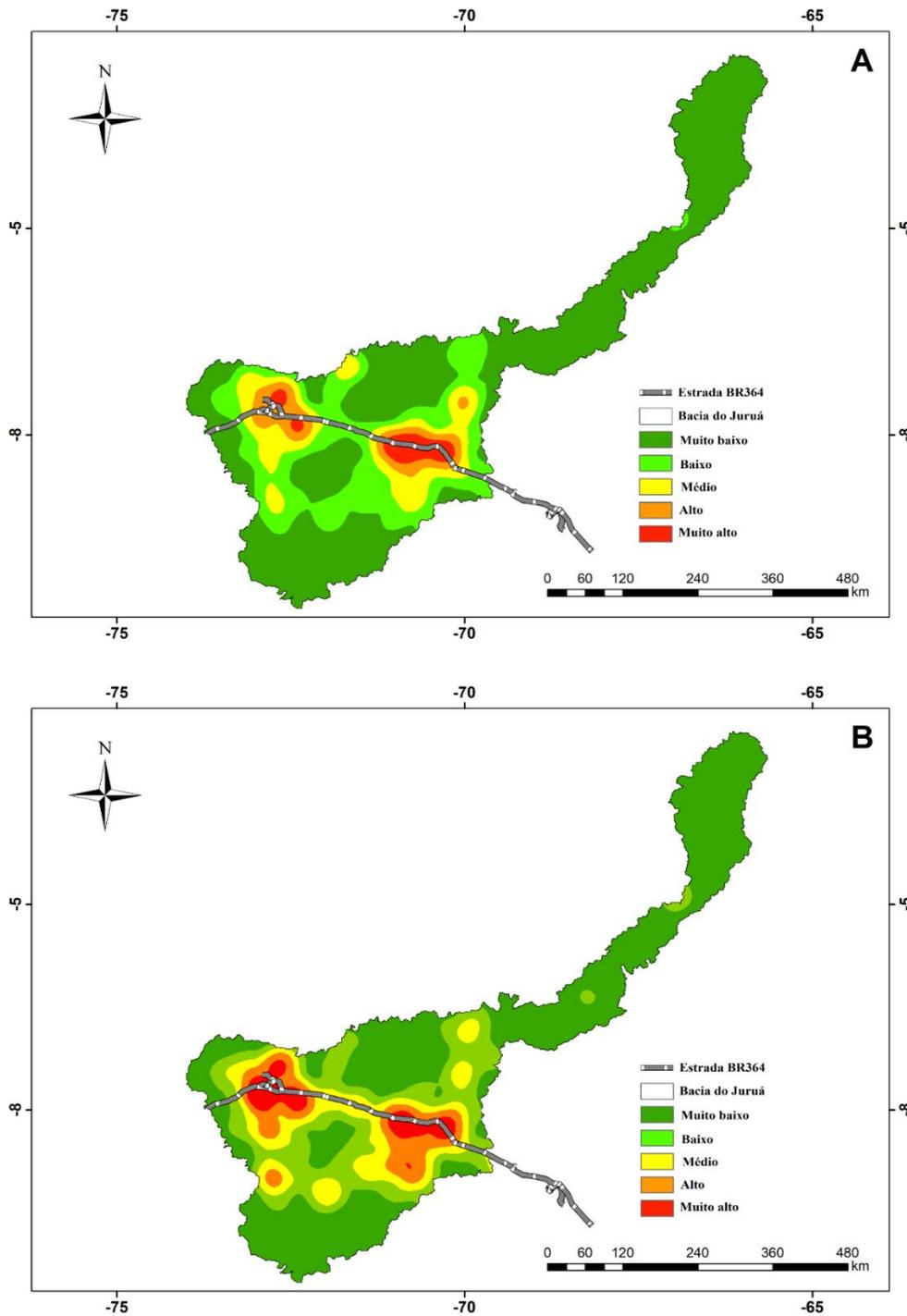


Figura 10. Densidade de focos de calor nos anos de 2005 (a) e 2010 (b) nos meses de agosto e setembro na Bacía Hidrográfrica do rio Jurua.

A partir dos mapas de densidade de focos pode se entender que a distribuição espacial nos focos de calor nestes anos se deu em dois núcleos principais, diretamente relacionados com as grandes cidades localizadas na bacia hidrográfica e seu principal eixo rodoviário, a BR 364 que liga a capital do Acre, Rio Branco à Cruzeiro do Sul, segundo município mais populoso. Corroborando com resultados encontrados por Wu et al. (2014), Bacani (2016), Silva et al. (2018) e Barbosa et al. (2018), que apontaram proximidades com estradas principais e áreas de ocupação e atividades humanas como principais vetores de densidade de focos de calor.

4.4 Análises Estatísticas

Através das análises estatísticas não paramétrica de Mann-Kendall e de Pettitt foi possível observar tendências significativas na série estudada (<0,05%) somente para as variáveis temperatura média do ar e umidade do solo (Tabela 1).

O teste de Mann-Kendall apresentou tendência significativa para a temperatura média do ar somente no período seco, já para a umidade do solo a tendência significativa foi expressa para os dois períodos, seco e chuvoso, sendo todas as tendências positivas. O resultado das demais variáveis indica que as informações são independentes e identicamente distribuídas, ou seja, apontam a não existência de tendência estatisticamente significativa na série.

Tabela 1. Testes Mann-Kendall e Pettitt (0,05% significância) dos anos de 2001 à 2018 para os períodos seco e chuvoso, na bacia do Juruá.

VARIÁVEIS	TESTE MANN KENDALL		TESTE PETTITT			
	Seco	Chuvoso	Seco	Chuvoso		
	p	p	Ano	p	Ano	p
Temp. média do ar	*0,012	0,115	2009	*0,016	2012	0,070
Chuva	0,939	0,197	2004	0,280	2008	0,120
Umidade do solo	*0,048	*0,002	2004	0,100	2009	*0,020
NDFI	0,879	0,705	2015	0,490	2007	0,750
EVI	0,405	0,705	2007	0,350	2010	0,570
Focos de calor	0,363	0,999	2004	0,370	2010	0,670

*Valores significativos a nível de 0,05%

O teste Pettitt acusou o ano de 2009 como ponto de mudança na série, no período seco para a temperatura média do ar, e no período chuvoso para a umidade do solo. Para as demais

variáveis estudadas, a não significância do teste reflete a ausência de um ponto de mudança na série, conseqüentemente ausência de tendência. O ano de 2009 foi o que registrou a maior média de chuva da série (207,3 mm) e ocasionou, de acordo com diversos autores, a maior enchente registrada na Amazônia.

A partir da Análise de Componentes Principais – ACP foi possível compreender melhor as variáveis que mais influenciaram a dinâmica ambiental ao longo da série estudada na bacia hidrográfica do Juruá. A ACP mostrou que as duas principais componentes explicam mais de 86% da variância dos dados, a chuva com maior peso e valor positivo, seguida dos focos de calor, com valor negativo, conforme expresso na tabela 2.

Tabela 2. Análise de componentes principais - ACP para as variáveis chuva, umidade do solo, temperatura média do ar, focos de incêndio, EVI e NDFI, na bacia do Juruá.

Variáveis	Correlação	p-value*
Chuva	0,98	0,00
Focos de calor	- 0,90	0,00
EVI	0,89	0,00
NDFI	0,86	0,00
Temp. média do ar	0,66	0,00
Umidade do solo	0,49	0,00

*Valores altamente significativos.

Com relação aos períodos seco e chuvoso a avaliação qualitativa da ACP, demonstrou uma forte diferenciação dos dados, apresentando coeficiente de correlação (R^2) de 0,93, possível de se observar na dispersão dos dados na figura 11.

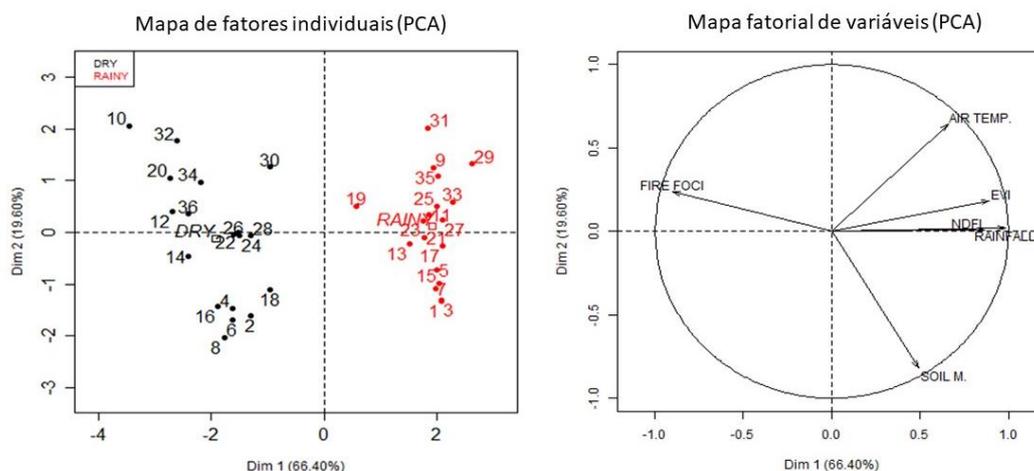


Figura 11. Mapa dos fatores individuais e das variáveis da ACP.

Pode-se observar no gráfico fatorial das variáveis, pela dimensão 1 que explica 66,4% da variância dos dados, a contraposição dos focos de calor com as demais variáveis e todas elas com significância. Já com relação a dimensão 2 que explica 19,6% das variâncias dos dados, a umidade do solo contrapondo com as demais variáveis, porém somente a temperatura média do ar apresentou correlação significativa (0,64).

Para com a matriz de correlação foi possível visualizar didaticamente as interações entre as variáveis estudadas.

Vale destacar a forte correlação positiva encontrada entre o NDFI e a chuva, bem como sua forte correlação negativa com os focos de calor. Em menor magnitude, porém de possível percepção estão as correlações positivas do NDFI com o EVI, com a temperatura do ar e com a umidade do solo (Figura 12). Desta forma é pertinente considerar que a variável NDFI reflete bem a dinâmica hídrica e ambiental da bacia hidrográfica e tem relação direta com a chuva, variável mais expressiva de acordo com a ACP.

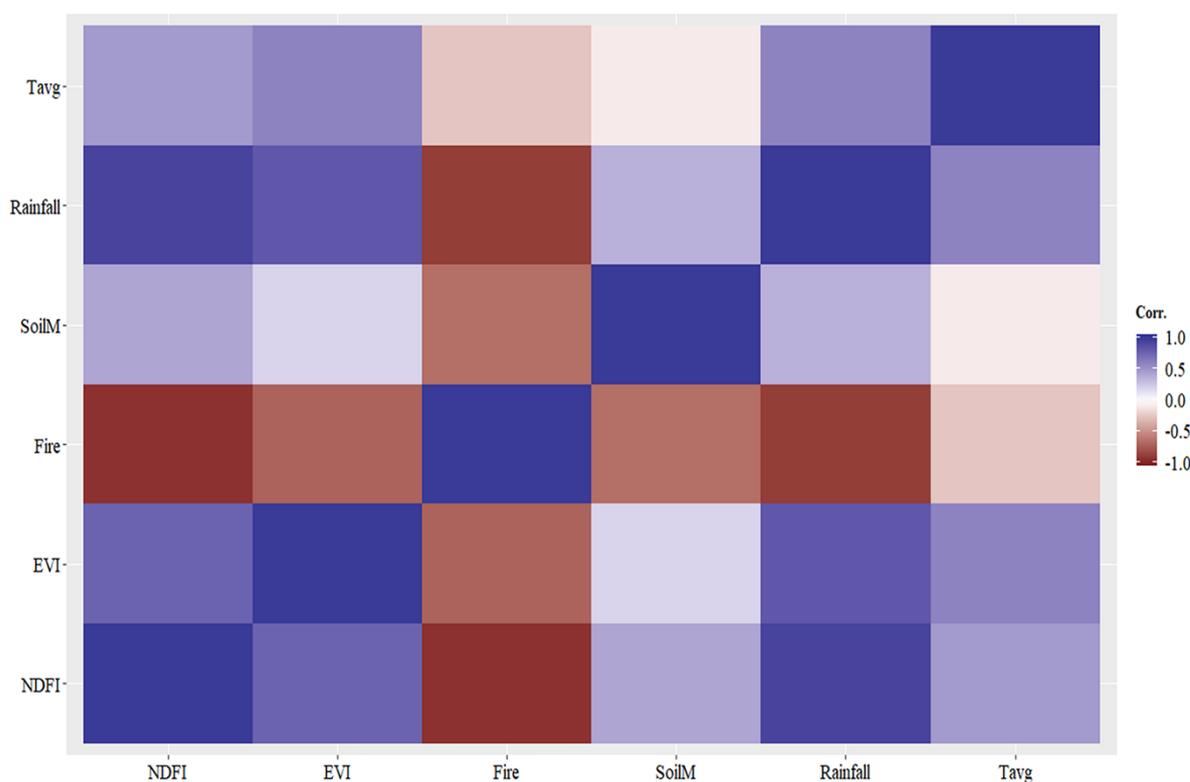


Figura 12. Matriz de correlação entre variáveis climáticas e ambientais para os anos de 2001 a 2018 na Bacia H. do Rio Juruá.

Cabe destacar também a forte correlação negativa dos focos de calor com a chuva e a umidade do solo, sinalizando a importância do entendimento da distribuição da água na bacia hidrográfica para proteção e medidas de controle contra os focos de incêndio. Dessa forma, reforça também a utilização do NDFI como importante índice para gestão de recursos e planejamento de políticas públicas.

4.5 Modelagem Pretérita e Futura – Modelo ARIMA

Com base nas análises estatísticas utilizadas para a fase de validação do modelo ARIMA, os maiores coeficientes de determinação (R^2) encontrados foram para os anos de 2014 (0,87) e 2001 (0,78), sendo que 8 dos 18 anos da série apresentaram R^2 menor que 0,50. Já o índice de exatidão de Willmott (D), que relaciona o afastamento dos valores observados em relação aos estimados pelo modelo padrão, com valores variando de 0 (nenhuma concordância), a 1 (concordância perfeita), foi de 0,99 para todos os anos da série.

Como demonstração do desempenho do modelo na fase de validação, a padronização gráfica foi desenvolvida comparando os gráficos com valores de NDFI simulados e observados (Figura 13) apresentando com maior precisão os intervalos de maior sobreposição.

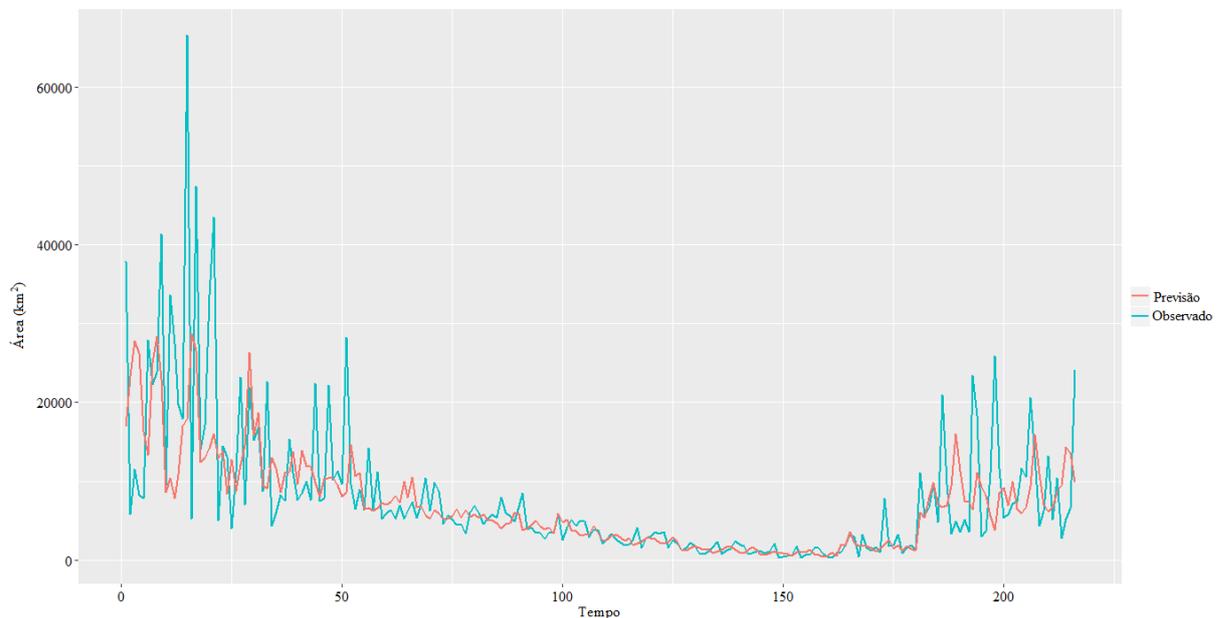


Figura 13. Dados observados e simulados de NDFI do período de janeiro de 2001 a dezembro de 2018, para a bacia do rio Juruá.

Os resultados da regressão mostram uma correlação linear positiva para todos os anos da série de dados estudada (Figura 14). Valipour (2012) estudando o efeito da quantidade de dados para previsão de precipitação mensal com ARIMA observou que 60 dados é suficiente para previsão de chuva do ano seguinte.

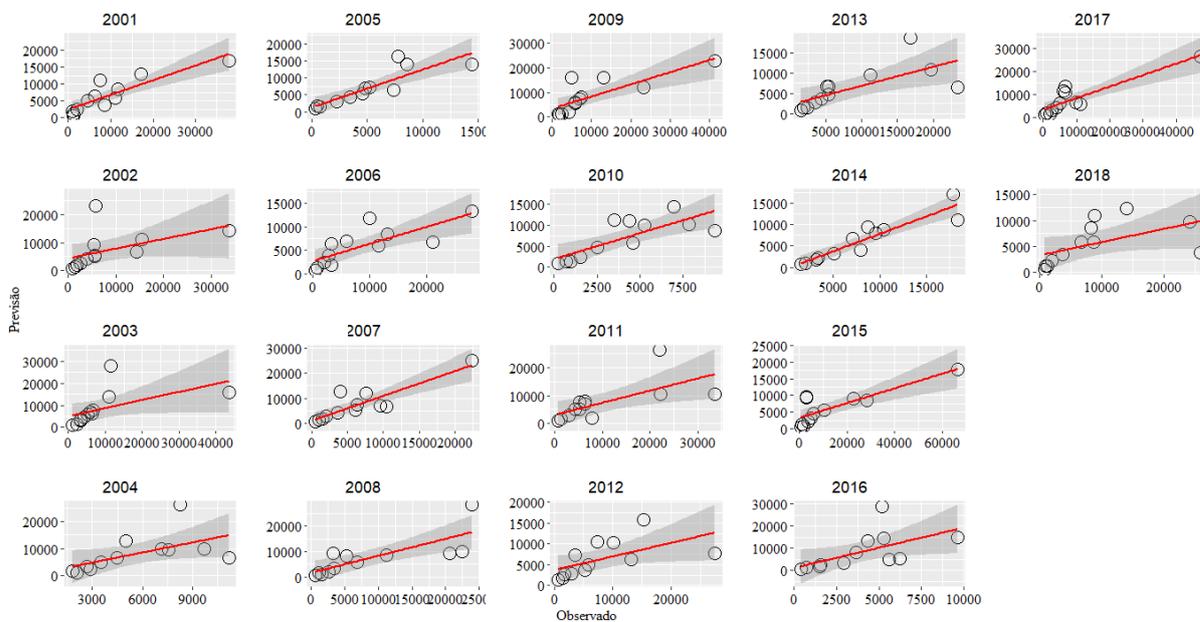


Figura 14. Análise de regressão dos dados observados e estimados do índice NDFI.

Após o resultado da validação demonstrar que o modelo é coerente, procedeu-se com a simulação do comportamento do NDFI para o cenário futuro de janeiro de 2009 a dezembro de 2030, onde foi possível observar que o modelo conseguiu projetar o comportamento sazonal da variável para a bacia hidrográfica do Juruá (figura 15), dentro das médias observadas na série estudada.

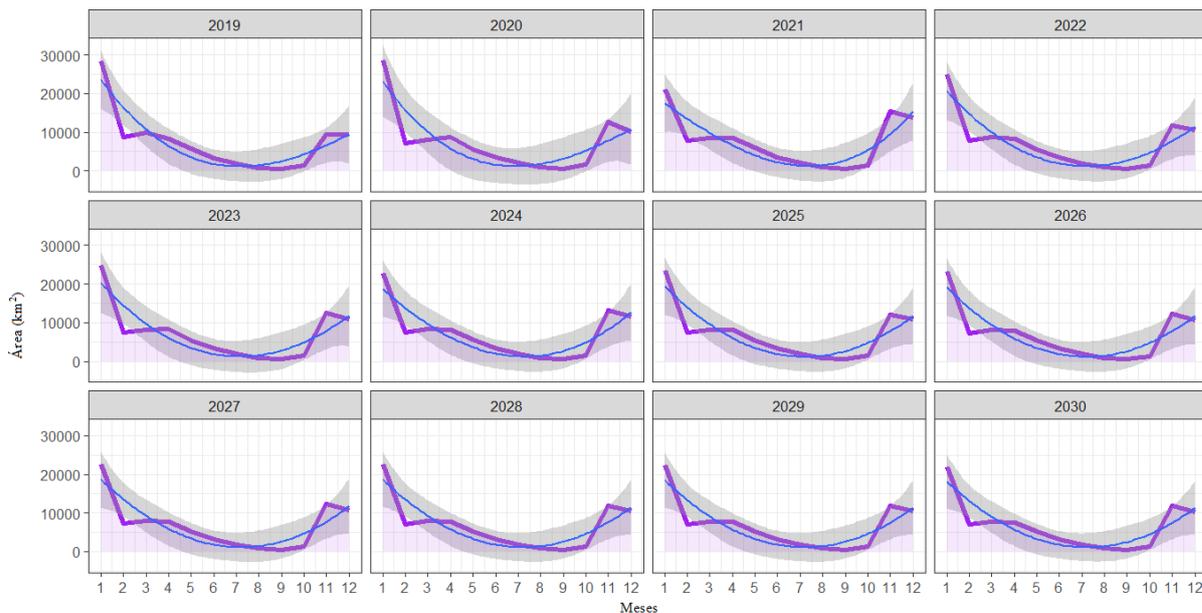


Figura 15. Modelagem futura do NDFI para a bacia do Rio Juruá.

Não é possível perceber nitidamente no gráfico da modelagem futura, nenhuma tendência de inclinação dos valores de NDFI, Contudo, a utilização dos testes não paramétricos de análise de tendência, permitem investigar mais a fundo a existência de tal comportamento, permitindo melhor interpretação dos dados gerados.

Pelo teste de Mann-Kendall com os valores simulados de áreas inundadas para os períodos seco e chuvoso, foi possível perceber tendência significativa negativa, sugerindo diminuição de áreas inundadas na série futura para ambos os períodos. Com o teste Pettitt, observou-se o ano de 2024 como o de inflexão, com consequente mudança de tendência da série futura, assumindo a hipótese de tendência significativa da série.

Tabela 3. Testes Mann-Kendall e Pettitt (0,05% significância) para os anos de 2019 à 2030 para os períodos seco e chuvoso, na bacia do Juruá.

MANN-KENDALL				PETTITT			
P. Seco		P. Chuvoso		P. seco		P. Chuvoso	
Z	p-value	Z	p-value	Ano	p-value	Ano	p-value
-0,939	*2,88E-05	-0,879	*9,28E-05	2024	*0,016	2024	*0,016

*Valores significativos a nível de 0,05%

Observando o comportamento dos valores de NDFI para os meses na série futura, percebeu-se pelo teste de Mann-Kendall todos os meses com tendências negativas, indicando

diminuição de áreas inundadas para todos ao longo da série, no entanto somente novembro e dezembro apresentaram valores não significativos. Pelo teste Pettitt o ano mais apontado com tendência significativa foi o de 2024, respondendo por 5 meses, resultado em consonância com os resultados obtidos na análise anual da série (períodos seco e chuvoso).

Tabela 4. Testes Mann-Kendall e Pettitt mensal (0,05% significância) dos anos de 2019 à 2030 na bacia do Juruá.

Meses	Mann-Kendall		Pettitt	
	z	p-value	Ano	p-value
Janeiro	-0,606	0,007	2026	0,150
Fevereiro	-0,697	0,002	2025	0,046
Março	-0,697	0,002	2025	0,046
Abril	-0,848	0,000	2024	0,015
Mai	-0,818	0,000	2024	0,015
Junho	-0,818	0,000	2024	0,015
Julho	-0,779	0,001	2025	0,030
Agosto	-0,779	0,001	2024	0,015
Setembro	-0,485	0,034	2025	0,130
Outubro	-0,879	0,000	2024	0,015
Novembro	-0,212	0,372	2027	0,486
Dezembro	-0,090	0,730	2020	0,277

Alguns estudos de modelagem futura apontam para uma redução da precipitação e aumento dos eventos extremos de seca na Amazônia (MALHI et al., 2008; COOK et al., 2012; DUFFY et al., 2015). Em estudo utilizando a modelagem ARIMA, Rizeei et al. (2018) encontraram projeções de diminuição na precipitação para cenário futuro até 2020 para a Amazônia. Duffy et al. (2015) relatam que há projeções sazonais dos meses de dezembro a abril ficarem mais chuvosos e os meses de julho a setembro ficarem mais secos, seguindo tendência crescente com projeção de aumento de 10 vezes até 2100 de áreas secas na Amazônia com a diminuição das chuvas.

5. CONCLUSÕES

A dinâmica ambiental da bacia hidrográfica do Rio Juruá se mostrou intimamente ligada às variáveis climáticas estudadas, principalmente à chuva, uma vez que a resposta da vegetação (EVI) se deu mais expressiva no início da estação chuvosa e menos expressiva na estação seca, os maiores valores de NDFI na estação chuvosa de novembro até fevereiro, e os maiores registros de focos de calor nos meses de menos chuva na bacia, agosto e setembro.

A temperatura não apresentou influência tão expressiva na dinâmica da bacia, tal fato se dá mais provavelmente pelo gradiente de variação reduzido ao longo do ano, de 25,4°C para 27,1°C.

A umidade do solo acompanhou a tendência da chuva para a bacia, porém pode-se perceber um atraso no tempo de resposta da umidade do solo de 1 mês com relação ao observado na precipitação. O auge da umidade do solo na bacia do Juruá, de janeiro a maio, refletiu em redução nos valores de EVI dentro do período chuvoso, possivelmente pelo aumento de área inundada, pois foi também o período de maiores valores de NDFI.

Os eventos extremos de seca ocorreram com um tempo de recorrência médio de 5 anos, dentro do período estudado – 2005, 2010 e 2016, sendo apontado como principal promotor do aumento dos focos de incêndio nestes anos. Os meses apontados como mais susceptíveis a incêndio foram agosto e setembro, sendo que a distribuição dos focos de calor se mostrou fortemente relacionada com as atividades antrópicas.

Os eventos de maiores proporções de inundações ocorreram em 2009 e 2015, no período de janeiro a abril, que pode ser apontado como o de maior probabilidade de ocorrência de inundações e cheias extremas na bacia, pois coincide os meses onde a umidade do solo atinge seus maiores volumes com as maiores precipitações registradas.

A modelagem futura permite observar que estas tendências sazonais da bacia hidrográfica no Rio Juruá influenciam na sua dinâmica ambiental e foi possível através do modelo ARIMA gerar com confiança o cenário para áreas inundadas do ano de 2019 até 2030, que apontaram tendências significativas de diminuição para os próximos anos.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACRE Programa Estadual de Zoneamento Ecológico-Econômico do Acre. **Zoneamento ecológico-econômico do Acre**: fase II: documento síntese: escala 1:250.000. Rio Branco, AC: SEMA, 2ª edição. pp. 354, 2010.

ACRE Secretaria de Estado de Meio Ambiente. **Plano estadual de recursos hídricos do Acre** – Rio Branco: SEMA. pp. 243, 2012.

ALENCAR, A. A.; BRANDO, P. M.; ASNER, G. P.; PUTZ, F. E. Landscape fragmentation, severe drought, and the new Amazon forest fire regime. **Ecological Applications**, 25(6), pp. 1493–1505, 2015.

ALSDORF, D.; HAN, S.; BATES, P.; MELACK, J. Seasonal water storage on the Amazon floodplain measured from satellites. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, p. 2448–2456, 2010.

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Kooppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologisches Zeitschrift**, Vol. 22, No. 6, 711–728, 2013.

ALVES, J.; PANTOJA, L. LIMA, M. I. Geomorfologia das ilhas Caviana (setentrional e meridional), Janaucu, Jarupari e Jurupari, arquipélago de Marajó, nordeste do Pará. **Revista Geonorte**. Amazonas, v.10, n.1, p.30– 34. 2014.

Amigos da terra – Amazônia Brasileira <https://amazonia.org.br/2018/11/amazonia-mais-prottegida-rio-jurua-ganha-titulo-de-sitio-ramsar/>. Acesso em março de 2019.

ANA – Agência Nacional de Águas (Brasil). Mudanças Climáticas e Recursos Hídricos: avaliações e diretrizes para adaptação / **Agência Nacional de Águas**. – Brasília: ANA, GGES, 93p. :il. ISBN: 978-85-8210-033-2, 2016.

ANDRADE, A. C. F.; PAIVA, R. C. D. Mapping spatial-temporal sediment dynamics of river-floodplains in the Amazon. **Remote Sensing of Environment**; 221, 94–107; <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.10.038>. 2019.

ARAGÃO, L. E. O. C.; MALHI, Y.; ROMAN-CUESTA, R. M.; SAATCHI, S.; ANDERSON, L. O.; SHIMABUKURO, Y. E. Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts. **Geophys. Res. Lett.** 34 (7), L07701. 2007.

ARAGÃO, L. E. O. C.; ANDERSON, L. O.; FONSECA, M. G.; ROSAN, T. M.; VEDOVATO, L. B.; WAGNER, F. H.; SILVA, C. V. J.; SILVA JUNIOR, C. H. L.; ARAI, E.; AGUIAR, P. A.; BARLOW, J.; BERENQUER, E.; DEETER, M. N.; DOMINGUES, L. G.; GATTI, L.; GLOOR, M.; MALHI, Y.; MARENGO, J. A.; MILLER, J. B.; PHILLIPS, O. L.; SAATCHI, S. Century drought-related fires counteract the decline of Amazon deforestation carbon emissions, DOI: 10.1038/s41467-017-02771-y | www.nature.com/naturecommunications. 2018.

ARAÚJO, R. G.; ANDREOLI, R. V.; CANDIDO, L. A.; KAYANO, M. T.; SOUZA, R. A. F. A influência do evento El Niño – Oscilação Sul e Atlântico Equatorial na precipitação sobre as regiões norte e nordeste da América do Sul, **Acta Amazônica**, VOL. 43(4) 2013: 469 – 480, 2013.

ASSIS, R. F.; WITTMANN, F.; PIEDADE, M. T. F.; HAUGAASEN, T. Effects of hydroperiod and substrate properties on tree alpha diversity and composition in Amazonian floodplain forests; **Plant Ecol** 216:41–54 DOI 10.1007/s11258-014-0415-y. 2015.

ASSIS, R. F.; WITTMANN, F.; BREDIN, Y. K.; SCHONGART, J.; QUESADA, C. A. N.; PIEDADE, M. T. F.; HAUGAASEN, T. Above-ground woody biomass distribution in Amazonian floodplain forests: Effects of hydroperiod and substrate properties; **Forest Ecology and Management** 432, 365–375 <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2018.09.031>. 2019.

BACANI, V. M. Geoprocessing applied to risk assessment of forest fires in the municipality of Bodoquena, Mato Grosso do Sul. **Revista Árvore**, 40 (6), 1003–1011. <https://doi.org/10.1590/0100-6762.01600.06000.05>. 2016.

BARBOSA, M. L. F.; DELGADO, R. C.; TEODORO, P. E.; PEREIRA, M. G.; CORREIA, T. P.; MENDONÇA, B. A. F.; RODRIGUES, R. Á. Occurrence of fire foci under different land uses in the State of Amazonas during the 2005 drought. **Environ. Dev. Sustain.** <https://doi.org/10.1007/s10668-018-0157-4>. 2018.

BARICHIVIC, J.; GLOOR, E.; PEYLIN, P.; BRIENEN, R. J. W.; SCHÖNGART, J.; ESPINOSA, J. C.; PATTNAYAK, K. C. Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened Walker circulation. **Sci. Adv**, 4: eaat8785. 2018.

BAYER, F. M.; BAYER, D. M.; PUMI, G. Kumaraswamy autoregressive moving average models for double bounded environmental data. **Journal of Hydrology** 555, 385–396. 2017.

BORGES, E. E. F.; SANO, E. E. Séries temporais de EVI do MODIS para o mapeamento de uso e cobertura vegetal do Oeste da Bahia. **Bol. Ciênc. Geod.**, sec. Artigos, Curitiba, v. 20, n o 3, p.526-547, ISSN 1982-2170. 2014.

BOSCHETTI, M.; NUTINI, F.; MANFRON, G.; BRIVIO, P. A.; NELSON, A. Comparative analysis of normalised difference spectral indices derived from MODIS for detecting surface water in flooded rice cropping systems. **PLoS One** 9,e88741, [http:// dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0088741](http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0088741). 2014.

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. **Proc. Natl Acad. Sci. USA** 107, 14685–14690. 2010.

CALLAN, O.; FRIEDL, M. A. Using MODIS data to characterize seasonal inundation patterns in the Florida Everglades. **Remote Sensing of Environment**; Volume 112, Issue 11, Pages 4107-4119. 2008.

CERA J. C.; FERRAZ, S. E. T. Variações climáticas na precipitação no sul do Brasil no clima presente e futuro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 1, 81 - 88, <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778620130588>. 2015.

CHAVE, J.; CONDIT, R.; AGUILAR, S.; HERNANDEZ, A. L. A. O. S.; PEREZ, R. Error propagation and scaling for tropical forest biomass estimates. **Philos. Trans. R. Soc. Lond. B** 359, 409–420. 2004.

CHEN, Y.; HUANG, C.; TICEHURST, C.; MERRIN, L.; THEW, P. An Evaluation of MODIS Daily and 8-day Composite Products for Floodplain and Wetland Inundation Mapping. **Society of Wetland Scientists** DOI 10.1007/s13157-013-0439-4. 2013.

CIAN, F.; MARCONCINI, M. CECCATO, P. Normalized Difference Flood Index for rapid flood mapping: Taking advantage of EO big data; **Remote Sensing of Environment** <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.03.006>; 2018.

COOK, B.; ZENG, N.; YOON, J. H. Will Amazonia dry out? Magnitude and causes of change from IPCC climate model projections. **Earth Interact** 16(3):1–27. 2012.

CORREA, S. W.; PAIVA, R. C. D.; ESPINOZA, J. C.; COLLISCHONN, W. Multi-decadal Hydrological Retrospective: Case study of Amazon floods and droughts; **Journal of Hydrology** 549 (2017) 667–684 <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.04.019>. 2017.

COSTA, A. C. S.; SOUZA, L. P.; DELGADO, R. C.; GOMES, F. A. Períodos de cheia e vazante do rio Juruá na região de Cruzeiro do Sul, Acre, **ENCICLOPÉDIA BIOSFERA**, Centro Científico Conhecer - Goiânia, v.8, N.14; p. 1 3 4 3. 2012.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2ª Edição. São Paulo: Edgard Blucher, 1980.

CUARTAS, L. A.; TOMASELLA, J.; NOBRE, A. D.; NOBRE, C. A.; HODNETT, M. G.; WATERLOO, M. J.; OLIVEIRA, S. M. Distributed hydrological modeling of a micro-scale rainforest watershed in Amazonia: Model evaluation and advances in calibration using the new HAND terrain model. **Journal of Hydrology**, v. 462-463, p. 15-27. 2012.

DAS, L.; DUTTA, M.; MEZGHANI, A.; BENESTAD, R. E. Use of observed temperature statistics in ranking CMIP5 model performance over the Western Himalayan Region of India. **International Journal of Climatology** 38(2), 554–570. <https://doi.org/10.1002/joc.5193>. 2017.

DATASCIENCE.COM <https://www.datascience.com/blog/introduction-to-forecasting-with-arma-in-r-learn-data-science-tutorials>. Acesso em fevereiro de 2019.

DAVIDSON, E. A.; ARAUJO, A. C.; ARTAXO, P.; BALCH, J. K.; BROWN, I. F.; BUSTAMANTE, M. M. C.; COE, M. T.; FRIES, R. S.; KELLER, M.; LONGO, M.; MUNGER, J. W.; SCHROEDER, W.; SOARES-FILHO, B. S.; SOUZA, J. R. C. M.; WOFSY, S. C. The Amazon basin in transition. **NATURE**, Vo 1 4 8 1, doi:10.1038/nature10717. 2012.

DIAS, R. M. G.; BELTRÃO, A. L. S. S.; PEREIRA Jr., A.; TAVARES, A. G. A.; SANTOS, M. C. A influência dos fenômenos el niño e la niña em ambientes lacustres no estado do Amazonas, **Engenharia Sanitária e Ambiental – ABES**. Pará, Sep. 2017.

DIDAN, K.; MUNOZ, A. B.; SOLANO, R.; HUETE, A. **MODIS Vegetation Index User's Guide (MOD13 Series) Version 3.00**, June 2015 (Collection 6). 2015.

DU, Y.; ZHANG, Y.; LING, F.; WANG, Q.; LI, W.; LI, X. Water Bodies' Mapping from Sentinel-2 Imagery with Modified Normalized Difference Water Index at 10-m Spatial Resolution Produced by Sharpening the SWIR Band; *Remote Sens.* 8, 354; doi:10.3390/rs8040354. 2016.

DUFFY, P. B.; BRANDO, P.; ASNER, G. P.; FIELD, C. B. Projections of future meteorological drought and wet periods in the Amazon. *PNAS*, www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1421010112. 2015.

ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J. L.; COCHENEAU, G.; FILIZOLA, N.; LAVADO, W.; OLIVEIRA, E.; POMBOSA, R.; VAUCHEL, P. Spatio – Temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). **Int. J. Climatol.** 29, 1574–1594. 2009a.

ESPINOZA, J. C.; GUYOT, J. L.; RONCHAIL, J.; COCHENEAU, G.; FILIZOLA, N.; FRAIZY, P.; LABAT, D.; OLIVEIRA, E.; ORDOÑEZ, J. J.; VAUCHEL, P. Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon Basin. **J. Hydrol.** 375, 297–311. 2009b.

ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; FRAPPART, F.; LAVADO, W.; SANTINI, W.; GUYOT, J. L. The major floods in the Amazonas River and tributaries (Western Amazon Basin) during the 1970–2012 Period: A Focus on the 2012 Flood. **Journal of Hydrometeorology** Volume 14; DOI: 10.1175/JHM-D-12-0100.1, 2013.

ESPINOZA, J. C.; MARENGO, J. A.; RONCHAIL, J.; CARPIO, J. M.; FLORES, L. N.; GUYOT, J. L. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. **Environmental Research Letters**. Environmental Research Letters, Volume 9, Number 12, 2014.

FERES, M. V. C.; MOREIRA, J. V. F. Proteção jurídica da biodiversidade amazônica: o caso do conhecimento tradicional. **Revista Direito Ambiental e sociedade**, Caxias do Sul, v. 4, n. 2, p. 9-36. 2014.

FENG, L.; HU, C. M.; CHEN, X. L. Assessment of inundation changes of Poyang Lake using MODIS observations between 2000 and 2010. **Remote Sensing of Environment** 121:80–92. 2012.

FIGUEIREDO, N. M.; BLANCO, C. J. C. Water level forecasting and navigability conditions of the Tapajós River - Amazon – Brazil, **La Houille Blanche**, n° 3, p. 53-64 DOI 10.1051/lhb/2016031. 2016.

FILHO, H. C. C.; STAINKE, T. E.; STAINKE, V. A. Análise espacial da precipitação pluviométrica na bacia do lago Paranoá: comparação de métodos de interpolação. **Revista Geonorte**, v.1, n. 5, p. 336-345. 2013.

FILIZOLA, N.; LATRUBESSE, E. M.; FRAIZY, P.; SOUZA, R.; GUIMARÃES, V.; GUYOT, J. L. Was the 2009 flood the most hazardous or the largest ever recorded in the amazon? **Geomorphology** 215, 99–105 (Morphological characterization and fluvial processes of large rivers at different time scales). 2014.

FONSECA, M. G.; ANDERSON, L. O.; ARAI, E.; SHIMABUKURO, Y. E.; XAUD, H. A. M.; XAUD, M. R.; MADANI, N.; WAGNER, F. H.; ARAGÃO, L. E. O. C. Climatic and anthropogenic drivers of northern Amazon fires during the 2015–2016 El Niño event, **Ecological Applications**, 27(8), 2017, pp. 2514–2527; 2017.

FRAPPART, F. et al. Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. **Remote Sensing of Environment**, v. 99, n. 4, p. 387–399, dez. 2005.

FRAPPART, F. et al. Satellite-based estimates of groundwater storage variations in large drainage basins with extensive floodplains. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n. 6, p. 1588–1594, jun. 2011.

GAO, B. C. NDWI A Normalized Difference Water Index for Remote Sensing of Vegetation Liquid Water From Space. **REMOTE SENS. ENVIRON.** 58:257-266. 1996.

GARCIA, B. N.; LIBONATI, R.; NUNES, A. M. B. Extreme Drought Events over the Amazon Basin: The Perspective from the Reconstruction of South American. **Hydroclimate Water**, 10, 1594; doi:10.3390/w10111594. 2018.

GIBBS, M. S.; CLARKE, K.; TAYLOR, B. Linking spatial inundation indicators and hydrological modelling to improve assessment of inundation extent. **Ecological Indicators** 60 1298–1308 <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecolind.2015.01.033>. 2016.

GIGLIO, L.; SCHROEDER, W.; HALL, J. V.; JUSTICE, C. O. **MODIS Collection 6 Active Fire Product User's Guide Revision B**; December 2018.

GIWA – Global International Waters Assessment, Regional assessment 40b Amazon Basin. **United Nations Environment Programme**, ISSN 1651-9402, 2004.

GLOOR, M.; BRIENEN, R. J. W.; GALBRAITH, D.; FELDPAUSCH, T. R.; SCHÖNGART, J.; GUYOT, J. L.; ESPINOZA, J. C.; LLOYD, J.; PHILLIPS, O. L. Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. **Geophys. Res. Lett.** 40, 1729–1733. 2013.

HEIMHUBER, V.; TULBURE, M. G.; BROICH, M. Addressing spatio-temporal resolution constraints in Landsat and MODIS-based mapping of large-scale floodplain inundation dynamics. **Remote Sensing of Environment** Volume 211, 15 June 2018, Pages 307-320 <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.04.016>. 2018.

HUANG, J. H. M.; DOOL, V. D.; GEORGAKAKOS, K. G. Analysis of model-calculated soil moisture over the US (1931–1993) and applications to long range temperature forecasts, **J. Clim.**, 9, 1350-1362, 1996.

HUETE, A.; DIDAN, K.; SHIMABUKURO, Y. E.; FERREIRA, L.; RODRIGUEZ, E. Regional Amazon Basin and Global Analyses of MODIS Vegetation Indices: Early Results and Comparisons with AVHRR. **University of Arizona, Department of Soil, Water, and Environmental Science**, 0-7803-6359-0100/\$10.00 © 2000 IEEE. 2000.

HUETE, A. R.; DIDAN, K.; SHIMABUKURO, Y. E.; RATANA, P.; SALESKAS, R.; HUTYRAL, R.; YANG, W.; NEMANI, R. R.; MYNENI, R. Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season, **Geophys. Res. Lett.**, 33, L06405, doi:10.1029/2005GL025583. 2006.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Manuais Técnicos em Geociências número 1 -**Manual Técnico da Vegetação Brasileira**. ISBN 978-85-240-4272-0 © IBGE. 2012.

JUNG, H. C.; ALSDORF, D.; MORITZ, M.; LEE, H.; VASSOLO, S. Analysis of the relationship between flooding area and water height in the Logone floodplain. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 36, n. 7-8, p. 232–240, 2011.

JUNK, W. J. Amazonian floodplains: their ecology, present and potential use. **Rev. Hydrobiol. trop.**, 15 (d): 25-301 (1982).

JUNK, W. J.; PIEDADE, M. T. F.; CUNHA, C. N.; WITTMANN, F.; SCHONGART, J. Macrohabitat studies in large Brazilian floodplains to support sustainable development in the face of climate change. **Ecohydrology & Hydrobiology**, 18 334–344; <https://doi.org/10.1016/j.ecohyd.2018.11.007>. 2018.

KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S. K.; HNILO, J. J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L. NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). **Bul. Amer. Meteorol. Soc.**, v. 83, p. 1631-1643. 2002.

KHAN, S.; HONGYU, J.; YILMAZ, K. K.; GOURLEY, J. J.; ADLER, R. F.; BRAKENRIDGE, G. R.; POLLICELLI, F.; HABIB, S.; IRWIN, D. Satellite remote sensing and hydrologic modelling for flood inundation mapping in Lake Victoria Basin: implications for hydrologic prediction in ungauged basins. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing** 49(1):85–95. doi:10.1109/tgrs.2010.2057513. 2011.

KEENAN, R. J. Climate change impacts and adaptation in forest management: a review. **Annals of Forest Science**, v. 72, n. 2, p. 145-167. 2014.

LEWIS S. L.; BRANDO, P. M.; PHILLIPS, O. L.; VAN DER HEIJDEN, G. M. F.; NEPSTAD, D. The 2010 Amazon Drought. **SCIENCE**, VOL 331, www.sciencemag.org 10.1126/science.1200807. FEBRUARY, 2011.

LI, M.; SHAO, Q.; ZHANG, L.; CHIEW, F. H. S. A new regionalization approach and its application to predict flow duration curve in ungauged basins. **Journal of Hydrology**, v. 389, n. 1-2, p. 137-145. 2010.

Li, W.; Du, Z.; Ling, F.; Zhou, D.; Wang, H.; Gui, Y.; Sun, B.; Zhang, X. A Comparison of Land Surface Water Mapping Using the Normalized Difference Water Index from TM, ETM+ and ALI. **Remote Sens.** 5, 5530-5549; 2013.

LIMA, M. L. M.; POPOVA, E.; DAMIEN, P. Modeling and forecasting of Brazilian reservoir inflows via dynamic linear models; **International Journal of Forecasting** 30 464–476 <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijforecast.2013.12.009>, 2014.

LONGO, M.; KELLER, M.; SANTOS, M. N.; LEITOLD, V.; PINAGÉ, E. R.; BACCINI, A.; SAATCHI, S.; NOGUEIRA, E. M.; BATISTELLA, M.; MORTON, D. C.. Aboveground biomass variability across intact and degraded forests in the Brazilian Amazon. **Global Biogeochemical Cycles**; Doi:10.1002/2016GB005465, 2016.

MAEDA, E. E.; HEISKANEN, J.; ARAGÃO, L. E. O. C.; RINNE, J. Can MODIS EVI monitor ecosystem productivity in the Amazon rainforest?, **Geophys. Res. Lett.**, 41, 7176–7183, doi:10.1002/2014GL061535. 2014.

MAHDIZADEH, K. M.; GHOLAMI, S. M. A.; VALIPOUR, M. Simulation of open- and closed-end border irrigation systems using SIRMOD. **Arch. Agron. Soil Sci.** DOI: 10.1080/03650340.2014.981163 (in press). 2014.

MALHI, Y.; WOOD, D.; BAKER, T. R.; WRIGHT, J.; PHILLIPS, O. L.; COCHRANE, T.; MEIR, P.; CHAVE, J.; ALMEIDA, S.; ARROYO, L.; HIGUCHI, N.; KILLEEN, T. J.; LAURANCE, S. G.; LAURANCE, W. F.; LEWIS, S. L.; MONTEAGUDO, A.; NEILL, D. A.; VARGAS, P. N.; PITMANN, C. A.; QUESADA, C. A.; SALOMAO, R.; SILVA, J. N. M.; LEZAMA, A. T.; TERBORGH, J. W.; MARTINEZ, R. V.; VINCETI, B. The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests. **Glob. Chang. Biol.** 12, 1107–1138. 2006.

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**, 319(5860):169–172. 2008.

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R.; RODRIGUEZ, D. A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the amazon region. **Geophys. Res. Lett.** 38 (12), L12703. 2011.

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; SOARES, W. R.; ALVES, L. M.; NOBRE, C. A. Extreme climatic events in the amazon basin. **Theoret. Appl. Climatol.** 107 (1), 73–85. 2012.

MARENGO, J. A.; BORMA, L. S.; RODRIGUEZ, D. A.; PINHO, P.; SOARES, W. R.; ALVES, L. M. Recent extremes of drought and flooding in Amazonia, vulnerabilities and human adaptation. **Am. J. Clim. Change** 2, 87–96. 2013.

MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. C. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia, causes, trends and impacts. **Int. J. Climatol.** 36 (3), 1033–1050. 2016.

MMA – Ministério do Meio Ambiente. **Caderno da Região Hidrográfica Amazônica / Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos.** – Brasília: MMA, 2006. 124 p. :il. color. ; 27cm; ISBN 85-7738-065-3. 2006.

MOHAMMADI, A.; COSTELLOE, J. F.; RUY, D. Application of time series of remotely sensed normalized difference water, vegetation and moisture indices in characterizing flood dynamics of large-scale arid zone floodplains. **Remote Sensing of Environment**, [Volume 190](#), 1 March 2017, Pages 70-82 <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.12.003>. 2017.

MOHANASUNDARAM, S.; KUMAR, G. S.; NARASIMHAN, B. A novel deseasonalized time series model with an improved seasonalestimate for groundwater level predictions. **H2Open Journal** Vol 2 No 1 doi: 10.2166/h2oj.2019.022. 2019.

MORTON, D. C.; NAGOL, J.; CARABAJAL, C. C.; ROSETTE, J.; PALACE, M.; COOK, B. D.; VERMOTE, E. F.; HARDING, D. J.; NORTH, P. R. Amazon forests maintain consistent canopy structure and greenness during the dry season, **Nature**, 506, 221– 224, doi:10.1038/nature13006. 2014.

NAILL, P. E.; MOMANI, M. Time series analysis model for Rainfall data in Jordan: Case study for using time series analysis. **American Journal of Environmental Sciences.** 5 (5): 599-604, 2009; ISSN 1553-345X. 2009.

ORDOYNE, C.; FRIEDL, M. A. Using MODIS data to characterize seasonal inundation patterns in the Florida Everglades. **Remote Sensing of Environment** 112:4107–4119. 2008.

PAIVA, R. C. D.; BUARQUE, D. C.; COLLISCHONN, W.; BONNET, M. P.; FRAPPART, F.; CALMANT, S.; MENDES, C. A. B. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. **Water Resour. Res.** 49 (3), 1226–1243. 2013.

PEKTAS, A. O.; CIGIZOGLU, H. K. ANN hybrid model versus ARIMA and ARIMAX models of runoff coefficient. **Journal of Hydrology** 500, 21–36. 2013.

R CORE TEAM. R (2015) A language and environment for statistical computing. Vienna, Austria. **R Foundation for Statistical Computing.**

RISSO, J.; RIZZI, R.; EPIPHANIO, R. D. V.; RUDORFF, B. F. T.; FORMAGGIO, A. R.; SHIMABUKURO, Y. E.; FERNANDES, S. L. Potencialidade dos índices de vegetação EVI e NDVI dos produtos MODIS na separabilidade espectral de áreas de soja. **XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 379-386. 2009.

RIZEEI, H. M.; PRADHAN, B.; SAHARKHIZ, M. A. Surface runoff prediction regarding LULC and climate dynamics using coupled LTM, optimized ARIMA, and GIS-based SCS-CN models in tropical region. **Arabian Journal of Geosciences**, 11(3), 53. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3397-6>. 2018.

RUFFAULT, J.; MORON, V.; TRIGO, R. M.; CURT, T. Daily synoptic conditions associated with large fire occurrence in Mediterranean France: evidence for a wind-driven fire regime. **International Journal of Climatology** 37(1) 524–533. <https://doi.org/10.1002/joc.4680>. 2016.

RUTISHAUSER, E.; WAGNER, F.; HERAULT, B.; NICOLINI, E.; BLANC, L. Contrasting aboveground biomass balance in a Neotropical rainforest. **J. Veg. Sci.** 21, 672–682. 2010.

SALESKA, S. R.; DIDAN, K.; HUETE, A. R.; ROCHA, H. R. Amazon Forests Green-up during 2005 drought. **SCIENCE** 26 OCT; DOI: 10.1126/science.1146663, 2007.

SALESKA, S. R.; WU, J.; GUAN, K.; ARAUJO, C. A.; HUETE, A.; NOBRE, A. D.; RESTREPO-COUBE, N. Dry-season greening of Amazon forests arising from D. C. Morton *et al.* **Nature** 506, 221–224; doi:10.1038/nature13006. 2014.

SALVIANO, M. F.; GROppo, J. D.; PELLEGRINO, G. Q. Análise de Tendências em Dados de Precipitação e Temperatura no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 1, 64–73, 2016 DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778620150003>. 2016.

SAMANTA, A. S.; GANGULY, H.; HASHIMOTO, S.; DEVADIGA, E.; VERMOTE, Y.; KNYAZIKHIN, Y.; NEMANI, R. R.; MYNENI, R. B. Amazon forests did not green-up during the 2005 drought, **Geophys. Res. Lett.**, 37, L05401, doi:10.1029/2009GL042154. 2010.

SANTI, A. L.; AMADO, T. J. C.; SILVA, V. R.; BASSO, C. J.; DELLA FLORA, L. P.; CHERUBIN, M. R.; EITELWEIN, M. T. Infiltração de água no solo, determinada por diferentes métodos, como indicador do potencial produtivo em dois Latossolos manejados com agricultura de precisão. **Interciência**, v. 37, p. 204–208. 2012.

SCHONGART, J.; JUNK, W. Forecasting the flood-pulse in Central Amazonia by ENSO-indices. **Journal of Hydrology**, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.11.005. 2006.

SOMBROEK, W. Spatial and temporal patterns of Amazon rainfall. **Ambio** 30, 388–396. 2001.

STEGEN, J. C.; SWENSON, N. G.; ENQUIST, B. J.; WHITE, E. P.; PHILLIPS, O. L.; JØRGENSEN, P. M.; WEISER, M. D.; MONTEAGUDO, A.; VARGAS, P. M. Variation in aboveground forest biomass across broad climatic gradients. **Glob. Ecol. Biogeogr.** 20, 744–754. 2011.

SERRÃO, E. A. O.; SANTOS, C. A.; WANZELER, R. T. S.; GONÇALVES, L. J. M.; LIMA, A. M. M. Avaliação da seca de 2005 e 2010 na Amazônia: análise da bacia hidrográfica do rio Solimões. **Rev. Geogr. Acadêmica** v.9, n.2 ISSN 1678-7226. 2015.

SILVA, C. N.; SILVA, J. M. P.; CASTRO, C. J. N. Methodological Guidelines for the Use of Geoprocessing Tools: Spatial Analysis Operations-Kernel, Buffer and the Remote Sensing Image Classification. **Agricultural Sciences**, v. 6, p. 707–716, 2015.

SOUSA, A. M. L.; ROCHA, E. J. P.; VITORINO, M. I.; SOUZA, P. J. O. P.; BOTELHO, M. N. Variabilidade Espaço-Temporal da Precipitação na Amazônia Durante Eventos ENOS. **Revista Brasileira de Geografia Física** V 08, N 01 013-024 ISSN:1984-2295. 2015.

SOUSA, R. V. B.; ROCHA, P. C. Identificação de períodos hidrológicos por meio de estatística descritiva e dos testes não paramétricos de Pettitt e Mann-Kendall. **GEOSABERES: Revista de Estudos Geoeducacionais**, vol. 6, núm. 2, julio-diciembre, pp. 113-129. 2015.

SOUSA, M. M.; OLIVEIRA, W. Identificação de feições anômalas dos sistemas de drenagem na região do Alto Juruá – AC/AM, utilizando dados de sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.09, n.04 1254-1267. 2016.

SUMILA, T. C. A. **Fontes e destinos de vapor de água na Amazônia e os efeitos do desmatamento**. 57 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Aplicada) - Universidade Federal de Viçosa, Minas Gerais. 2016.

VALIPOUR, M. Number of Required Observation Data for Rainfall Forecasting According to the Climate Conditions. **American Journal of Scientific Research** ISSN 2301-2005 Issue 74 September, pp.79-86. 2012.

VALIPOUR, M. Drainage, waterlogging, and salinity. **Archives of Agronomy and Soil Science**, Vol. 60, No. 12, 1625–1640, <http://dx.doi.org/10.1080/03650340.2014.905676>. 2014.

VALIPOUR, M. Long-term runoff study using SARIMA and ARIMA models in the United States *Meteorol. Appl.* 22: 592–598 (2015) Published online 9 February 2015 in **Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com)** DOI: 10.1002/met.1491. 2015.

VAN DEN DOOL, H.; HUANG, J.; FAN, Y. Performance and analysis of the constructed analogue method applied to U.S. soil moisture over 1981–2001. **J. Geophys. Res.**, 108.8617, doi:10.1029/2002JD003114. 2003.

VASCONCELOS, S. S.; FEARNSSIDE, P. M.; TEIXEIRA-SILVA, P. R.; DIAS, D. V.; GRAÇA, P. M. L. D. A. Suscetibilidade da vegetação ao fogo no sul do Amazonas sob condições meteorológicas atípicas durante a seca de 2005. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 30(2), 134–144. <https://doi.org/10.1590/0102-778620140070>. 2015.

VITTORIO, C. A.; GEORGAKAKOS, A. P.; Land cover classification and wetland inundation mapping using MODIS. **Remote Sensing of Environment** 204 (2018) 1–17; <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.11.001>. 2018.

WCS – **Wildlife Conserveation Society**. <http://pt.aguasamazonicas.org/bacias/principais-sub-bacias/juruua/>. Acesso em março de 2019.

WILLMOTT, C. J.; ACKLESON, S. G.; DAVIS, R. E. Statistics for the evaluation and comparison of models. **J Geophys Res** 90:8995. doi: 10.1029/JC090iC05p08995. 1985.

WOLSKI, P.; HUDSON, M. M.; THITO, K.; CASSIDY, L. **Keplin it simple: monitoring flood extent in large date-poor wethands using MODIS SWIR data** <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2017.01.005> 0303-2434/©. 2017.

WU, Z.; HE, H. S.; YANG, J.; LIU, Z.; LIANG, Y. Relative effects of climatic and local factors on fire occurrence in boreal forest landscapes of northeastern China. *Science of the Total Environment*, 493,472–480. <https://doi.org/10.1016/j.scito.tenv.2014.06.011>. 2014.

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, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L07402, doi:10.1029/2011GL046824. 2011.

ZENG, N.; YOON, J. H.; MARENGO, J. A.; SUBRAMANIAM, A.; NOBRE, C. A.; MARIOTTI, A.; NEELIN, D. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. *Environ. Res. Lett.* 3: 014002, doi: 10.1088/1748-9326/3/1/014002. 2008.

ZHAO, W.; ZHAO, X.; ZHOU, T.; WU, D.; TANG, B.; WEI, H. Climatic factors driving vegetation declines in the 2005 and 2010 Amazon droughts. *PLoS ONE* 12(4): e0175379. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0175379>. 2017.