

BRUNA LÜDTKE PAIM

**ESTIMATIVA DOS COMPONENTES SUPERFICIAIS DO BALANÇO HÍDRICO NO
BIOMA MATA ATLÂNTICA - MODELO DE SUPERFÍCIE INLAND**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

Orientadora: Hewlley Maria Acioli Imbuzeiro

Coorientadores: Amarísio da Silva Araújo

Gabrielle Ferreira Pires

VIÇOSA - MINAS GERAIS

2020

**Ficha catalográfica preparada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Câmpus Viçosa**

T

P143e
2020 Paim, Bruna Lüdtké, 1992-
Estimativa dos componentes superficiais do balanço hídrico
no bioma Mata Atlântica - modelo de superfície INLAND /
Bruna Lüdtké Paim. – Viçosa, MG, 2020.
60 f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: Hewlley Maria Acioli Imbuzeiro.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.
Referências bibliográficas: f. 58-60.

1. Balanço hidrológico. 2. Florestas tropicais. 3. Bacias
hidrográficas. 4. Desmatamento. I. Universidade Federal de
Viçosa. Departamento de Engenharia Agrícola. Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada. II. Título.

CDD 22. ed. 551.48

BRUNA LÜDTKE PAIM

**ESTIMATIVA DOS COMPONENTES SUPERFICIAIS DO BALANÇO HÍDRICO NO
BIOMA MATA ATLÂNTICA - MODELO DE SUPERFÍCIE INLAND**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

APROVADA: 19 de fevereiro de 2020.

Assentimento:

Bruna Lüdtke Paim
Autor

Hewlley Maria Acioli Imbuzeiro
Orientador

A minha mãe, irmã e noivo.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por ter me proporcionado tudo que tenho de mais valioso: saúde e uma família maravilhosa.

À pessoa mais importante da minha vida, minha mãe, Edília Lüdtke, pelo amor incondicional, educação, carinho, apoio e compreensão, especialmente nos momentos mais difíceis.

À minha irmã Bianca Paim pelo amor, pela amizade de sempre, pelo ombro amigo e por ter os melhores conselhos.

Ao meu noivo Rogério Sonemann pelo companheirismo e auxílio, pela paciência e compreensão e por seu amor e carinho que muito me ajudaram durante todo o mestrado.

Aos meus amigos e colegas do Grupo de Pesquisa MICROMET que me acolheram ao longo desses 2 anos, Cláudio José Soriano, Gabriel Peterle, Gisele Carolina Almeida, Ícaro Ramiro e Victor Hugo Benezoli que me incentivaram e ajudaram nos momentos de dificuldade durante o mestrado.

Aos colegas e amigos de inestimável valor que fiz durante o mestrado e que sempre levarei comigo, amigos do Grupo de Pesquisa em Interação Atmosfera-Biosfera e do Grupo CLIMAP.

As minhas amigas da república pela vivência harmoniosa e por todos os nossos momentos de descontração.

À professora Hewlley Maria Acioli Imbuzeiro por me orientar, e contribuir no meu crescimento acadêmico, pela paciência, dedicação e pelos ensinamentos transmitidos.

A todos os professores e funcionários do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada, pelos ensinamentos e contribuições para a formação profissional e pessoal de todos os alunos.

Ao Laboratório de Clima e Biosfera do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP) que cedeu os dados para a calibração do modelo utilizado neste trabalho.

A Universidade Federal de Viçosa, pela oportunidade.

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

“Talvez não tenha conseguido fazer o melhor, mas lutei para que o melhor fosse feito. Não sou o que deveria ser, mas Graças a Deus, não sou o que era antes”. (Marthin Luther King)

RESUMO

PAIM, Bruna Lüdtké, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, fevereiro de 2020. **Estimativa dos componentes superficiais do balanço hídrico no bioma Mata Atlântica - Modelo de Superfície INLAND**. Orientador: Hewlley Maria Acióle Imbuzeiro. Coorientadores: Amarísio da Silva Araújo e Gabrielle Ferreira Pires.

O bioma Mata Atlântica abriga uma das maiores florestas tropicais da América e vem sofrendo grande perda de seu habitat natural. Atualmente existem poucos estudos realizados para este bioma com o intuito de entender como o desmatamento pode influenciar no balanço hídrico das bacias hidrográficas. Para que estudos envolvendo a dinâmica do ciclo hidrológico na Mata Atlântica sejam realizados, é fundamental que os modelos simulem satisfatoriamente as interações entre a atmosfera e biosfera no bioma. Assim, o objetivo principal deste trabalho é entender como o ciclo hidrológico da região de Mata Atlântica é afetado pela mudança do uso do solo. Na primeira parte do trabalho o modelo de superfície INLAND foi calibrado e validado para este bioma. Após foram analisadas as mudanças na precipitação sobre o bioma e a influência do desmatamento nas componentes superficiais do ciclo hidrológico. A mudança na precipitação foi analisada através de teste de tendência e comparação entre dois períodos. Já para a influência do desmatamento nos componentes superficiais do ciclo hidrológico, foram simulados e comparados dois cenários de ciclo hidrológico. Além disto, foi estimada a mudança na partição da chuva entre os componentes superficiais do balanço hídrico, de acordo com o desmatamento. Os resultados mostraram que o escoamento total no cenário com desmatamento durante o período 1951-1960 foi, em média, 16,82% inferior ao valor encontrado para o período de 1971-1980. A precipitação aumentou em média nas regiões sul e sudeste, em 4,85%, sendo significativa ao nível de confiança de 95%. A utilização da modelagem também possibilitou estimar o comportamento da diferença entre a evapotranspiração e do escoamento total simulados com a ocorrência de desmatamento e com a área inteiramente preservada. Foi observado que o bioma Mata Atlântica apresenta certa resiliência ao desmatamento até determinado momento, a partir do qual a evapotranspiração diminui e o escoamento total aumenta.

Palavras-chave: Balanço hidrológico. Floresta tropical. Bacia hidrográfica. Desmatamento.

ABSTRACT

PAIM, Bruna Lüdtké, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, February, 2020. **Estimated of the surface components of the water balance in the Atlantic Forest biome - INLAND Surface Model.** Adviser: Hewlley Maria Aciole Imbuzeiro. Co-advisers: Amarísio da Silva Araújo and Gabrielle Ferreira Pires.

The Atlantic Forest biome home one of the America's largest rainforests which has been suffering a great loss of its natural habitat. Currently, there are few studies carried out in the biome in order to understand how deforestation can influence the water balance of the hydrographic basins. This lack of studies can be explained, at least in part, by the lack of emphasis that this biome has received in the process of improving surface models. Thus, the main objective of this research is to understand how the hydrological cycle of the Atlantic Forest region is affected by the change in land use. The first part of this work, the INLAND surface model was calibrated and validated for Atlantic Forest biome. Afterwards, changes in precipitation over the biome and the influence of deforestation on the surface components of the hydrological cycle were analyzed. The change in precipitation was analyzed through a trend test and comparison between two periods. For the influence of deforestation on the surface components of the hydrological cycle, two scenarios of hydrological cycle were simulated and compared. In addition, the change in the rain partition between the surface components of the water balance was estimated, according to deforestation. The results showed that the total runoff in deforestation scenario during the period between 1951-1960 was, on average, 16.82% lower than the value found for the period between 1971-1980. Precipitation increased on average in the south and southeast regions, by 4.85%, significant at the 95% confidence level. The use of modeling also made it possible to estimate the behavior of the difference between evapotranspiration and total runoff simulated with the occurrence of deforestation and with the area entirely preserved. It was observed that the Atlantic Forest biome has certain resilience to deforestation until a certain moment, after which evapotranspiration decreases and the total runoff increases.

Keywords: Hydrological balance. Rainforest. River basins. Deforestation.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa com delimitação do bioma Mata Atlântica.....	20
Figura 2 - Valores de saldo de radiação (R_n), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE), observados sem aplicação do filtro de balanço de energia (S_f) no eixo y e simulados sem a calibração do modelo (S_c) no eixo x.....	36
Figura 3 - Valores de saldo de radiação (R_n), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) observados com aplicação do filtro de balanço de energia (C_f) no eixo y e simulados sem a calibração do modelo (S_c) no eixo x.....	37
Figura 4 - Valores de saldo de radiação (R_n), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) observados com aplicação do filtro de balanço de energia no eixo y e simulados após a calibração do modelo no eixo x.....	37
Figura 5 - Gráfico cumulativo de R_n , H e LE para a versão inicial (a, b, c) com dados observados sem filtro de balanço de energia e dados simulados sem calibração do modelo, para a segunda versão (d, e, f) com dados observados com filtro de balanço de energia e dados simulados sem calibração do modelo e para a versão final (g, h, i) com dados observados com filtro de balanço de energia e dados simulados, após a calibração e validação do modelo.....	39
Figura 6 - Tendências na precipitação pelo teste de Mann-Kendall e estimativa da tendência pelo teste de Theil-Sen, durante o período analisado (1950 a 2010). Pontos brancos indicam áreas estatisticamente significativas ao nível de 5% ($\alpha = 0,05$).....	40
Figura 7 - Precipitação anual e valores de anomalia da temperatura da superfície do mar. Tendência positiva da precipitação na região sul da Mata Atlântica (a), tendência positiva da precipitação na região sudeste (b).....	42
Figura 8 - Diferença de precipitação entre o período P1 (1951 a 1980) e o período P2 (1981 a 2010). Precipitação anual (a), precipitação sazonal (abril a setembro) (b) precipitação sazonal (outubro a março) (c). Pontos mostram onde as médias diferiram estatisticamente entre si considerando $\alpha = 0,05$	43
Figura 9 - Área de floresta (km^2) ao longo do período analisado (1951 - 2010), com sinalização das leis públicas de preservação ambiental.....	45
Figura 10 - Porcentagem de áreas desmatadas na região de Mata Atlântica a cada dez anos desde 1951 a 2010.....	47
Figura 11 - Gráfico de dispersão da diferença da evapotranspiração (ΔET) e escoamento total (ΔES) com relação à área desmatada, em porcentagem.....	48
Figura 12 - Distribuição espacial de área desmatada, diferença da evapotranspiração (ΔET) e escoamento total (ΔES) para cada um dos períodos.....	52

Figura 13 - Distribuição espacial da diferença dos coeficientes de evapotranspiração (ΔCoefET) e escoamento total (ΔCoefES) entre os cenários para cada um dos períodos54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Parâmetros do modelo INLAND analisados.....	26
Tabela 2 - Valores representativos das propriedades físicas do solo utilizados no INLAND.....	28
Tabela 3 - Grau de sensibilidade ($\mu^*+\sigma$) dos parâmetros para a variável Rn, de acordo com o método de Morris (1991). A unidade do grau de sensibilidade é a mesma da variável de saída.....	32
Tabela 4 - Grau de sensibilidade ($\mu^*+\sigma$) dos parâmetros para as variáveis H e LE, de acordo com o método de Morris (1991). A unidade do grau de sensibilidade é a mesma da variável de saída.....	32
Tabela 5 - Intervalo de valores para cada parâmetro calibrado	33
Tabela 6 - Valores das estatísticas <i>MAE</i> , <i>MBE</i> , R^2 , β_0 e β_1 para as variáveis saldo de radiação (Rn), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) observadas e simuladas, nas combinações de dados observados sem filtro de balanço de energia e dados simulados sem calibração do modelo (SfSc); dados observados com filtro de balanço de energia e dados simulados sem calibração do modelo (CfSc); dados observados com filtro de balanço de energia e dados simulados, após a calibração e validação do modelo (CfCc)	35

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AnnAGNPS	<i>Annualized Agricultural Non Point Source Pollution</i>
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DEA	Departamento de Engenharia Agrícola
DHSVM	<i>Distributed Hydrology Soil Vegetation Model</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IBIS	<i>Integrated Biosphere Simulator</i>
INLAND	Modelo Integrado de Processos Superficiais
NCEP-NCAR	<i>National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research</i>
NSGA-II	<i>Non-dominated Sorted Genetic Algorithm-II</i>
PESM	Parque Estadual da Serra do Mar
THMB	<i>Terrestrial Hydrology Model with Biogeochemistry</i>
THRG	<i>Terrestrial Hydrology Research Group</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
USP	Universidade de São Paulo
UFV	Universidade Federal de Viçosa

LISTA DE SÍMBOLOS

$V_{m\acute{a}x}$	Capacidade máxima da enzima Rubisco a 15°C
chu	Capacidade térmica das folhas do dossel superior
chl	Capacidade térmica das folhas e galhos no dossel inferior
chs	Capacidade térmica dos galhos do dossel superior
DES	Cenário de desmatamento
REF	Cenário de referência
R^2	Coeficiente de determinação
CES	Coeficiente de escoamento total
CET	Coeficiente de evapotranspiração
m	Condutância estomática
C_fS_c	Dados observados com filtro de balanço de energia e dados simulados sem calibração do modelo
C_fC_c	Dados observados com filtro de balanço de energia e dados simulados, após a calibração e validação do modelo
S_fS_c	Dados observados sem filtro de balanço de energia e dados simulados sem calibração do modelo
σ	Desvio padrão dos efeitos elementares
PDIF	Diferencia percentual entre os cenários DES e REF
CO_2	Dióxido de carbono
β_2	Distribuição de raízes finas
ε	Emissividade
MAE	Erro absoluto médio
RMSE	Erro quadrático médio
LE	Fluxo de calor latente
G	Fluxo de calor no solo
H	Fluxo de calor sensível
μ^*	Média do valor absoluto dos efeitos elementares
cld	Nebulosidade média
OAT	<i>One-step-at-a-time</i>
β_0	Parâmetro beta 0 da regressão linear
β_1	Parâmetro beta 1 da regressão linear

prec	Precipitação
RBE	Razão do balanço de energia
rhoveg1vis	Refletância da folha no dossel inferior na banda do espectro de radiação visível
rhoveg1NIR	Refletância da folha no dossel inferior na banda do espectro de radiação infravermelho próximo
rhoveg2vis	Refletância da folha no dossel superior na banda do espectro de radiação visível
rhoveg2NIR	Refletância da folha no dossel superior na banda do espectro de radiação infravermelho próximo
Rn	Saldo de radiação
Tar	Temperatura do ar
tmax	Temperatura máxima média
temp	Temperatura média
tmin	Temperatura mínima média
tauveg1vis	Transmitância da folha no dossel inferior, nas bandas do espectro de radiação visível
tauveg1NIR	Transmitância da folha no dossel inferior, nas bandas do espectro de radiação infravermelho próximo
tauveg2vis	Transmitância da folha no dossel superior, nas bandas do espectro de radiação visível
tauveg2NIR	Transmitância da folha no dossel superior, nas bandas do espectro de radiação infravermelho próximo
wsoi	Umidade inicial do solo
UR	Umidade relativa do ar
rh	Umidade relativa média do ar
Vh	Velocidade do vento
wspd	Velocidade média do vento
MBE	Viés das médias

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
2. MATERIAL E MÉTODOS	19
2.1. Área de estudo	19
2.2 Modelo INLAND	20
2.3. Descrição da base de dados	21
2.3.1 Dados Micrometeorológicos	21
2.3.2. Dados de mudança do uso do solo	23
2.3.3. Dados climáticos	23
2.4. Análise de sensibilidade e calibração do modelo	25
2.5. Simulações do ciclo hidrológico	29
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	31
3.1. Análise de sensibilidade	31
3.2. Calibração do modelo INLAND	33
3.3. Variação na precipitação	39
3.4. Análise da influência do desmatamento no balanço hídrico de superfície	44
4. CONCLUSÕES	56
REFERÊNCIAS.....	58

1. INTRODUÇÃO

A Mata Atlântica já foi considerada uma das maiores florestas tropicais da América (TABARELLI et al., 2005), e é considerado um *hotspot* de biodiversidade (MYERS et al., 2000), abrangendo mais de 1.500 espécies vegetais endêmicas. Este bioma abrange toda a costa leste do Brasil, com extensão territorial de cerca de 1.107.419 km², segundo o IBGE (2019). Compreende os estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro, São Paulo e Santa Catarina, além de partes de outros 11 estados brasileiros. Este bioma abriga mais de 120 milhões de brasileiros, dos quais 90% residem nos centros urbanos, além de conter mais da metade das áreas do território nacional dedicada à horticultura (SCARANO; CEOTTO, 2015). Apresenta grande relevância para o Brasil, relacionado aos serviços ecossistêmicos gerados, tais como: obtenção de madeira, regulação do clima e do ciclo hidrológico; tanto quanto aos serviços econômicos (LIMA, 2012).

A Mata Atlântica sofreu grande perda de habitat, com supressão de pelo menos 70% da vegetação primária (MYERS et al., 2000). Esta perda teve início na colonização do Brasil, onde a principal espécie atingida foi o pau-brasil, no século XVI, através de atividades extrativista e gradual derrubada de áreas florestadas para o cultivo de cana-de-açúcar, que representava o apoio da economia colonial (DEAN, 1996) e desde então vêm sendo desmatada para a realização de plantio de cultivos agrícolas. De acordo com a fundação SOS Mata Atlântica (2018), restam apenas 12,4% desse bioma sobre o território brasileiro. O relatório técnico divulgado por essa fundação, em parceria com o INPE (2018), mostrou uma queda de 56,8% no desmatamento da Mata Atlântica entre 2016 e 2017 em relação ao período de 2015 e 2016. A possível causa para essa redução apontada pelo relatório é o emprego das novas políticas públicas contra o desmatamento dessa área, como por exemplo, a Lei nº 11.428, de 22 de dezembro de 2006 que protege o bioma Mata Atlântica, a qual dispõe sobre a utilização, conservação, proteção e a regeneração da vegetação nativa do bioma.

As mudanças na vegetação, através do desmatamento e derrubada de árvores nativas, podem alterar o ciclo hidrológico devido à alteração da densidade de plantas e estrutura e arquitetura do dossel. O escoamento superficial da água da chuva pode ser alterado devido à interceptação da precipitação pelos troncos das plantas, o que também altera o escoamento lateral e em profundidade e a

evapotranspiração (ALMEIDA; SOARES, 2003). Quando comparada com outros tipos de cobertura do solo, áreas florestadas, muitas vezes tendem a reduzir a vazão dos rios, retardando picos de cheias (BALBINOT et al., 2008; BOSCH; HEWLETT, 1982). Essa redução ocorre pela soma de perdas de água com interceptação e transpiração, provocando uma diminuição no escoamento superficial.

Estudos de modelagem de superfície são ferramentas que permitem compreender como as mudanças no uso do solo influenciam o ciclo hidrológico em florestas. Alguns desses estudos mostram que na floresta Amazônica, existem dependências do ciclo hidrológico em relação às mudanças de uso do solo (GERMER et al., 2009; KUNERT et al., 2017; NÓBREGA et al., 2018; PONGRATZ et al., 2006). Dias et al. (2015) também avaliaram, através de modelagem, a influência das mudanças na cobertura do solo nos componentes do ciclo hidrológico na bacia do Alto Xingu, localizada no bioma Cerrado, e concluíram que a evapotranspiração foi menor em áreas de pastagem e terras de cultivo agrícola comparado à áreas de floresta tropical e cerrado. Almeida e Soares (2003) quantificaram e compararam o uso da água em um sistema de floresta nativa com um plantio de *Eucalyptus grandis*, e concluíram como um de seus resultados, que as plantações de eucalipto se comparam à floresta nativa quanto a alguns componentes do ciclo hidrológico, como por exemplo, à evapotranspiração e o uso de água no solo. Porém, poucos estudos com este objetivo foram realizados na Mata Atlântica, talvez devido ao reduzido número de modelos de superfície calibrados e validados para este bioma, como, por exemplo, o modelo DHSVM (*Distributed Hydrology Soil Vegetation Model*), que é um modelo paramétrico baseado em equações que resolvem o balanço de água e energia na bacia hidrográfica (WIGMOSTA; VAIL; LETTENMAIER, 1994); e o AnnAGNPS (*Annualized Agricultural Non Point Source Pollution*) que simula o escoamento, sedimentos e poluentes transportados pelos componentes do ciclo hidrológico em bacias hidrográficas (BINGNER; THEURER, 2005).

Dos poucos estudos realizados, Paula et al. (2015) analisaram a influência das bordas dos fragmentos na evapotranspiração de florestas existentes na Mata Atlântica, onde identificaram que a periferia de grandes fragmentos enfrenta uma perda de evapotranspiração e ganhos de escoamento superficiais em relação às áreas centrais. Garcia et al. (2018) ao estudarem os efeitos hidrológicos em diferentes cenários de cobertura de floresta plantada de eucalipto (70%, 50% e 0%),

descobriram que há impactos diferentes em cada proporção de cobertura dentro da área de captação da bacia hidrográfica, devido às diferenças nas taxas de evapotranspiração entre áreas florestais e não-florestais. Em outro estudo, Mello et al. (2018), avaliaram a influência da cobertura florestal em regiões tropicais (uso da terra/cobertura do solo) na qualidade da água em bacias hidrográficas na região sudeste do Brasil e observaram que bacias hidrográficas predominantemente cobertas por floresta têm menor concentração de poluentes em relação as bacias hidrográficas abrangidas por outros tipos de usos. Zema et al. (2018) ao avaliarem a adequação do modelo AnnAGNPS para simular o escoamento superficial e o balanço hídrico em uma bacia hidrográfica na região da Mata Atlântica brasileira conseguiram observar que a evapotranspiração de árvores desempenha um papel importante no equilíbrio hidrológico, facilitando a infiltração de água no solo, e representando cerca de 45% da precipitação total.

O bioma Mata Atlântica abriga sete grandes bacias hidrográficas como a do Paraná, Tietê, Doce, Paraíba do Sul, São Francisco, Paranapanema e Ribeira do Iguape, as quais são responsáveis pelo abastecimento de mais de 120 milhões de pessoas. Nos anos de 2014 e 2015, o estado de São Paulo passou por um dos anos mais secos e quentes da história, e o sistema Cantareira reteve menos de 10% de sua capacidade de armazenamento de água (RICHARDS et al., 2015). Com a tendência de aumento populacional nos próximos anos, espera-se um crescimento na demanda de água, e a disponibilidade hídrica das bacias tende a ficar mais crítica (BUCHIANERI, 2004).

Desta forma, há a necessidade de avaliar as partições das componentes do ciclo hidrológico (evapotranspiração e escoamento total) em diferentes cenários de uso do solo. Para isso a utilização de um modelo validado e calibrado, capaz de simular as interações atmosfera-biosfera para a região da Mata Atlântica é, portanto, de fundamental importância para compreender os mecanismos que influenciam o balanço hídrico regional. Estes estudos podem auxiliar na gestão hídrica da região, através da tomada de decisão sociais e ambientais, ajudando a mitigar o impacto dos eventos de seca na ocorrência de crises de abastecimento tão severas como aquelas registradas recentemente.

Assim sendo, o presente trabalho procurou entender como o ciclo hidrológico da região de Mata Atlântica é afetado pela mudança do uso do solo, através da calibração e validação do modelo INLAND para o bioma Mata Atlântica; e

simulando cenários de ciclo hidrológico para a Mata Atlântica; e verificando a influência da mudança na precipitação nas demais variáveis hidrológicas superficiais do ciclo hidrológico (evapotranspiração e escoamento total) na região da Mata Atlântica para o período de 1951 a 2010.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Área de estudo

A área de estudo engloba toda a extensão potencial/original do bioma Mata Atlântica (Figura 1). Os dados micrometeorológicos e meteorológicos para este bioma são provenientes da torre micrometeorológica que está localizada na microbacia do Ribeirão Casa de Pedras (Figura 1), situada no Núcleo Santa Virgínia/Parque Estadual da Serra do Mar/Instituto Florestal de São Paulo (23°17' a 23°24' S; 45°03' a 45°11" W; altitude de 1000 m). O Núcleo Santa Virgínia tem extensão de 17.500 hectares, e sua área compreende as cidades de São Luiz do Paraitinga, Natividade da Serra, Cunha, Ubatuba e Caraguatatuba, na região conhecida como Vale do Paraíba (<https://www.infraestruturameioambiente.sp.gov.br/pesm/>).

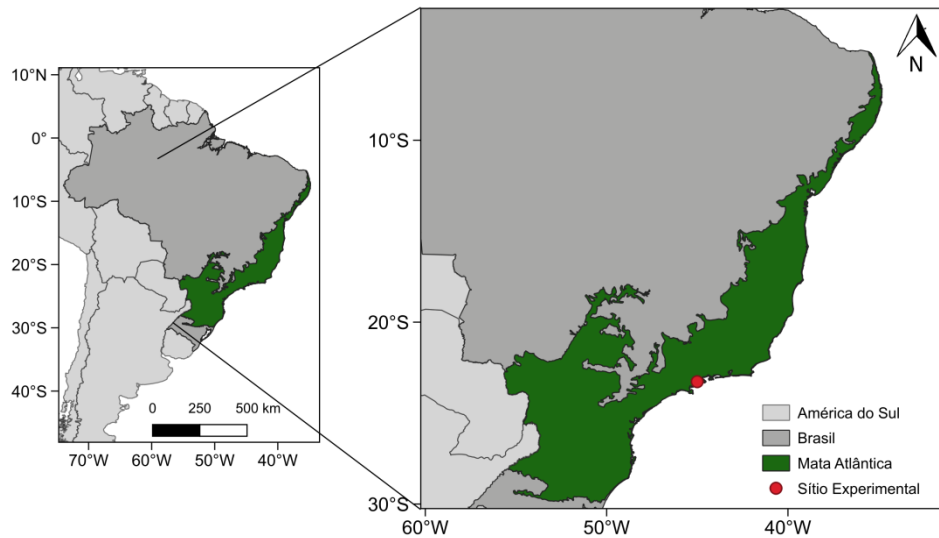
A região costeira do estado de São Paulo, onde está inserido o Parque Estadual da Serra do Mar, pode ser dividida em três setores climáticos: Litoral Norte (predomínio de sistemas equatoriais e tropicais); Litoral Central (influência de sistemas tropicais e polares) e Litoral Sul (atuação de sistemas polares e tropicais). Essas influências atmosféricas geram aspectos locais diferentes, em função de suas interações com o tipo de relevo de cada região. O clima na região do parque é caracterizado como tropical úmido na parte norte e tropical à subtropical úmido na parte central e sul. A temperatura média anual nessa região é de aproximadamente 22°C, variando de 19°C, no inverno, a 25°C, no verão. Possui precipitação anual de aproximadamente 2.000 mm, e a estação seca nesta região ocorre nos meses de junho a agosto (Plano de Manejo do PESM, 2006).

A distribuição das chuvas na região é controlada predominantemente pelo relevo e pelas baixas temperaturas devido à altitude do planalto, que responde por uma diminuição das chuvas no outono e no inverno, caracterizando um período seco. O aumento das chuvas ocorre na primavera e no verão, também influenciadas pela orografia, mesmo com o predomínio de sistemas tropicais, que indicam estabilidade atmosférica.

No Núcleo Santa Virgínia, a direção predominante do vento é de sudeste, vento este associado à brisa marítima e às frentes frias vindas do sul do país, e de norte-noroeste, associado ao centro de alta pressão do Atlântico subtropical

(FREITAS, 2012). Nesta região, a altura média do dossel é de 18 m acima do solo e, o tipo de solo, é em geral argiloso e sua profundidade varia de raso a muito profundo (Plano de Manejo do PESM, 2006).

Figura 1 - Mapa com delimitação do bioma Mata Atlântica



Fonte: Autor.

2.2 Modelo INLAND

O Modelo Integrado de Processos Superficiais (INLAND) é um modelo baseado no modelo de vegetação dinâmica *Integrated Biosphere Simulator* (IBIS) (FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000), e vem sendo desenvolvido e aprimorado por pesquisadores brasileiros para uma melhor representação dos biomas existentes no Brasil. O modelo INLAND, representa alguns processos que são importantes para o Brasil, como a inclusão de queimadas, agricultura e desmatamento. O INLAND é um modelo espacial com resolução horizontal padrão de 0,5°, simulando processos de ordem temporal horária, diária, mensal e anual. A estrutura básica do modelo contempla quatro módulos principais para simular as trocas de energia, água, carbono e momentum na interface solo-planta-atmosfera, que são: módulo de vegetação, módulo de biogeoquímica, módulo de processos superficiais e o módulo de fenologia. A vegetação é representada por 16 tipos funcionais de planta que descrevem diferentes fisionomias como floresta tropical, florestas decíduas, savana, gramíneas e cultivos agrícolas. Quanto aos aspectos físicos, o modelo INLAND pode ser considerado um modelo de quinta geração,

abrangendo processos de superfície, fisiologia vegetal com fotossíntese e respiração, fenologia e dinâmica da vegetação, o ciclo completo do carbono terrestre e a ocorrência e efeitos de distúrbios de fogo (TOURIGNY, 2014) condutância do dossel e interações com o solo, processos hidrológicos superficiais, incluindo áreas inundadas (FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000).

O modelo particiona o balanço de radiação em fluxos de calor sensível (H) e latente (LE), e em geral essa partição depende da condutância estomática, a qual depende da taxa de assimilação líquida de CO₂ que é controlada por $V_{m\acute{a}x}$ (capacidade da enzima Rubisco a 15°C) e β_2 (distribuição de raízes finas), e também responde ao parâmetro m (condutância estomática). Há também os parâmetros chs , chu e chl , que representam a capacidade térmica dos galhos e folhas do dossel superior e inferior, respectivamente, os quais influenciam a amplitude térmica do dossel durante o dia e afetam a amplitude diária de H.

O módulo de desmatamento do INLAND simula o desmatamento ao final de cada ano através de um distúrbio de biomassa, aplicando uma taxa de redução de biomassa (%) nos três reservatórios de carbono da vegetação (raiz, tronco e folhas).

2.3. Descrição da base de dados

2.3.1. Dados Micrometeorológicos

Para realização deste estudo foram utilizadas medidas de radiação incidente (Rg_{in} , Kipp-Zonen CM 3), saldo de radiação (Rn , Rebs Q-7.1), temperatura do ar (Tar , Vaisala HMP 45C), umidade relativa do ar (UR , Vaisala HMP 45C), velocidade do vento (Vh , CSI CSAT-3) e precipitação ($prec$, Hydrological Servs TB4), com médias sendo armazenadas a cada 10 minutos em um *datalogger* (Campbell Scientific CR1000). Os sensores de radiação incidente, saldo de radiação, temperatura e umidade do ar e precipitação estão a uma altura de 60 m da superfície, e o de velocidade do vento a 63 m (FREITAS, 2012).

Estes dados compreendem ao período de 2013 e 2014 e foram obtidos através de uma parceria entre o Grupo de Pesquisa em Micrometeorologia - Micromet (UFV/DEA) e o Laboratório de Clima e Biosfera do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP).

Os fluxos de calor latente e calor sensível foram obtidos utilizando o método de covariância de vórtices turbulentos (*eddy covariance*), constituído por um anemômetro sônico tridimensional (*Windsonic*) e um analisador de gás por infravermelho (*LiCor 7000*). O sistema faz medidas instantâneas com uma frequência de 10 Hz e fornece dados médios a cada 30 minutos (FREITAS, 2012).

As variáveis Rg_{in} , Tar , UR , Vh e $prec$ foram utilizadas como entrada no modelo, enquanto as demais (Rn , H e LE) foram utilizadas para calibração e verificação do desempenho. O banco de dados também possui medidas de fluxo de calor no solo (G), médias feitas a cada hora, que foram utilizadas para o processo de filtragem do dados de fluxos de energia. O modelo também utiliza como dado de entrada a radiação de onda longa incidente (L_{in}), que neste caso, foi estimada por meio da equação:

$$L_{in} = R_g(1 - \alpha) - \varepsilon\sigma T^4 - R_n, \quad (1)$$

onde α é o albedo da superfície, ε é a emissividade, σ é a constante de Stefan-Boltzmann e T a temperatura absoluta do ar. Neste caso, pressupõe-se que a temperatura efetiva da emissão do dossel é igual à temperatura absoluta do ar.

Os dados de fluxo de calor sensível e latente foram filtrados, visto que em experimentos de campo alguns erros provenientes do funcionamento inadequado dos equipamentos, falta de calibração dos instrumentos, uso de equações inadequadas para obtenção de valores finais, variações na tensão da rede elétrica, ruídos, interferências nos instrumentos, entre outros afetam a qualidade dos dados (BURBA, 2013). Mesmo que grande parte dos erros presentes nos dados brutos tenham sido eliminados no pós-processamento, algumas séries ainda permaneceram com valores espúrios. Para corrigir tal erro, estes dados foram filtrados de acordo com o critério do fechamento do balanço de energia.

O critério do fechamento do balanço de energia é necessário, pois as medidas dos principais componentes do balanço de energia frequentemente não são consistentes com o princípio de conservação de energia: $Rn = H + LE + G + S + \varepsilon$, onde S é o armazenamento de calor no dossel e ε é qualquer fluxo residual relacionado a erros. A acurácia do método é feita através da equação $Rn - G = H + LE$, e o grau do fechamento é feito e expresso pela razão do balanço

de energia: $RBE = \frac{H+LE}{Rn-G}$ (VALENTE et al., 2016). Na literatura encontram-se trabalhos que mostram que a soma de H e LE pelo método de *eddy covariance*, geralmente é menor que $Rn - G$, indicando que os fluxos turbulentos são subestimados pelo método (STOY et al., 2013; TWINE et al., 2000; WILSON et al., 2002). No presente trabalho, foram utilizados somente os valores cujo balanço de energia medido pelo método de *eddy covariance* estava dentro de 80% do balanço de energia medido pelos instrumentos radiativos e de fluxo de calor no solo.

2.3.2. Dados de mudança do uso do solo

Os dados de mudança do uso do solo utilizados neste trabalho foram os de Dias et al. (2016), que desenvolveu um banco de dados histórico-espacial para os padrões de uso da terra no território brasileiro. Esta base inclui dados anuais sobre área total cultivada de 1940 até 2014, áreas de cultivo de soja, milho e cana de açúcar, separadamente, no período de 1990 a 2012, taxa de lotação anual de gado de 1990 a 2014 e pastagem (total e divididas em pastagens naturais e plantadas de 1950 a 2014).

As distribuições históricas de terras agrícolas e pastagens foram construídas através da combinação de dados de sensoriamento remoto, para fornecer a localização do uso da terra, e dados de censos agrícolas, para identificar o tipo e a quantidade do uso da terra agrícola, para todo o Brasil de 1940 a 2014 em resolução espacial de 30", aproximadamente 1° x 1° (DIAS et al., 2016).

Para este trabalho, foi considerado que a área desmatada é a soma das áreas de cultivo agrícola, e de pastagem natural e plantada e os dados foram reamostrados para uma resolução de 0,5° x 0,5°.

2.3.3. Dados climáticos

Os dados climáticos utilizados são provenientes do conjunto de dados Sheffield et al. (2006) gerado pelo grupo *Terrestrial Hydrology Research Group* (THRG), com resolução temporal diária e resolução espacial de 0,5° x 0,5°. Esse banco de dados se refere a uma reconstrução de dados climáticos a nível global, onde as principais fontes utilizadas para construção desse banco de dados são: dados observados, dados de sensores instalados no satélite *Tropical Rainfall*

Measuring Mission (TRMM) e reanálises do *National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research* (NCEP–NCAR) (SHEFFIELD; GOTETI; WOOD, 2006).

Foi utilizada uma série histórica de dados desde o ano de 1951 até o ano de 2010. Os dados diários utilizados como *input* para o modelo foram: nebulosidade média (cld, %) (calculado), temperatura média (temp, °C), precipitação (prec, mm dia⁻¹), umidade relativa média do ar (rh, %), temperatura mínima e máxima média (tmin e tmax, °C) e velocidade média do vento (wspd, m s⁻¹).

A tendência dos dados de precipitação deste conjunto de dados foi testada de acordo com método estatístico de Mann-Kendall. Esse é um teste não paramétrico, ou seja, livre de distribuição, usado para detectar a presença de tendências lineares ou não lineares em dados de séries temporais. Este teste avalia se uma série está aumentando ou diminuindo ou se ele é constante ao longo do tempo. Já a estimativa dessa tendência, ou seja, os valores de tendência foram obtidos através do estimador de Theil-Sen (1968).

Para avaliar o sinal da mudança na precipitação, a série de dados foi dividida em dois períodos, P1 e P2, de 30 anos cada, onde o período P1 compreende os anos de 1951 a 1980 e P2 vai de 1981 a 2010. Foi calculada a média da precipitação anual para esses dois períodos e após realizada a subtração dos períodos P2-P1, para identificar os locais em que ocorreram mudanças na precipitação. Se esta subtração é negativa, houve redução na precipitação; se é positiva, houve aumento na precipitação; se é nula, a precipitação não mudou.

Posteriormente foi feita uma comparação dos dados anuais de precipitação através do teste *t* de Student pareado (teste estatístico paramétrico) para cada ponto de grade, a fim de mostrar espacialmente onde a diferença foi significativa. Com esses resultados foi gerado um mapa com os valores de *p* (valor da probabilidade que mede a evidência contra a hipótese nula, onde a hipótese nula é a de que não há diferença entre as médias de precipitação entre os dois períodos analisados):

$$\begin{aligned} \text{Valor de } p \leq 0,05 &= \textit{significativo} \rightarrow 1 \\ \text{Valor de } p > 0,05 &= \textit{n\~ao significativo} \rightarrow 0 \end{aligned}$$

2.4. Análise de sensibilidade e calibração do modelo

A análise de sensibilidade é o estudo da relação entre os dados de entrada e saída de um modelo. O objetivo da análise de sensibilidade é investigar como um modelo computacional responde as variações de parâmetros, determinando os parâmetros insignificantes do modelo para uma saída específica, para que possam ser desconsiderados durante o processo de calibração. Determina também o *range* dos valores dos parâmetros a ser utilizado no estudo de calibração subsequente e se os respectivos parâmetros interagem entre si (VAREJÃO; COSTA; CRISTINA, 2013).

Neste estudo foi realizada análise de sensibilidade para os parâmetros apresentados na Tabela 1.

O método empregado neste trabalho para a realização da análise de sensibilidade foi o método de Morris (1991), em que apenas um fator de entrada é alterado em cada execução e todos os outros fatores são mantidos fixos em seu valor de referência, estrutura essa conhecida como *one-step-at-a-time* (OAT). Ele fornece somente resultados qualitativos, que nos permitem identificar os parâmetros que são mais influentes a fim de classificá-los em ordem de significância (MORRIS, 1991). Esse método utiliza duas variáveis de medida, uma é a média do valor absoluto dos efeitos elementares (μ^*), que é uma medida para estimar o efeito médio dos parâmetros de saída do modelo e outra é o desvio padrão dos efeitos elementares (σ), para estimar efeitos de segunda e maior ordem (efeitos não lineares e/ou de interação) (IOOSS et al., 2015).

O método OAT não leva em conta as interações entre os diferentes fatores de entrada em modelos não lineares e, de acordo com Camargos (2013), mais rodadas de análises são necessárias para confirmar os resultados.

Tabela 1 - Parâmetros do modelo INLAND analisados

Parâmetros	Unidade	Descrição
β_2	adimensional	Distribuição de raízes finas
$V_{m\acute{a}x}$	$\text{mol-CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	Capacidade máxima da enzima Rubisco a 15°C
m	adimensional	Coefficiente angular relacionado à condutância estomática
chs	$\text{J kg}^{-1} \text{ m}^{-2}$	Capacidade térmica dos galhos do dossel superior
chu	$\text{J kg}^{-1} \text{ m}^{-2}$	Capacidade térmica das folhas do dossel superior
chl	$\text{J kg}^{-1} \text{ m}^{-2}$	Capacidade térmica das folhas e galhos no dossel inferior
$wsoi$	$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$	Umidade inicial do solo
$rhoveg1vis$	adimensional	Refletância da folha no dossel inferior na banda do espectro de radiação visível
$rhoveg2vis$	adimensional	Refletância da folha no dossel superior na banda do espectro de radiação visível
$rhoveg1NIR$	adimensional	Refletância da folha no dossel inferior na banda do espectro de radiação infravermelho próximo
$rhoveg2NIR$	adimensional	Refletância da folha no dossel superior na banda do espectro de radiação infravermelho próximo
$tauveg1vis$	adimensional	Transmitância da folha no dossel inferior, nas bandas do espectro de radiação visível
$tauveg2vis$	adimensional	Transmitância da folha no dossel superior, nas bandas do espectro de radiação visível
$tauveg1NIR$	adimensional	Transmitância da folha no dossel inferior, nas bandas do espectro de radiação infravermelho próximo
$tauveg2NIR$	adimensional	Transmitância da folha no dossel superior, nas bandas do espectro de radiação infravermelho próximo

Fonte: Autor.

Para calibração do modelo, foi utilizado o *software* Optis e o conjunto de parâmetros sensíveis determinados no teste de sensibilidade. O Optis é um *software* de calibração hierárquica multiobjetivo e multisítio, baseado no algoritmo de calibração multi-objetivo NSGA-II (*Non-dominated Sorted Genetic Algorithm-II*) (VAREJÃO; COSTA; CRISTINA, 2013). O Optis é um algoritmo de otimização que interage com o modelo INLAND a cada time step através da leitura dos dados de saída (variáveis simuladas) e da alteração dos parâmetros dos dados de entrada, comparando as variáveis simuladas pelo modelo com os dados observados através de medidas de erro absoluto médio (*MAE*) ou a raiz do erro quadrático médio (*RMSE*), representados por:

$$MAE = n^{-1} \sum_{i=1}^n |S - O|, \quad (2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (S - O)^2}, \quad (3)$$

em que N é o número de observações, S o valor simulado e O o valor observado.

Neste trabalho, optou-se pelo uso do *MAE*, para comparar os dados simulados e observados pelo Optis, pois de acordo com Willmott et al. (2005), o *MAE* é uma medida mais natural da magnitude do erro médio e não é uma medida ambígua (representa apenas o erro médio entre os valores S e O) e por expressar o erro nas mesmas dimensões da variável em questão.

O objetivo desta calibração foi encontrar os valores de saldo de radiação, fluxo de calor sensível e latente simulados que fossem mais próximos possíveis dos valores observados. Para isso foram utilizados os valores observados de Rn, H e LE para calibração do modelo. Esses dados foram separados em 70% para calibração do modelo e os outros 30% para validação, essa separação foi feita de forma aleatória.

A calibração do modelo foi realizada em modo pontual e em escala temporal horária. Os dados da torre micrometeorológica para o período de 2013 - 2014 foram replicados para a inicialização do modelo (*spin-up*). Destes 6 anos, 4 anos de dados para a inicialização do modelo e mais 2 anos de dados para a calibração do modelo. Nas simulações realizadas para a calibração foram utilizados dados de propriedades físicas do solo estimadas através de frações de areia e argila segundo Cosby et al.

(1984) e Clapp e Hornberger (1978), por meio de tabela de valores representativos das propriedades físicas do solo para cada tipo granulométrico.

Na Tabela 2 são apresentados os valores das propriedades físicas do solo para o pixel da torre micrometeorológica utilizado para a simulação. Os valores de granulometria do solo referentes ao solo da torre micrometeorológica, utilizado nesta simulação, foram retirados de Salemi et al. (2013) e os demais dados de propriedades físicas do solo de Cosby et al. (1984) e Clapp e Hornberger (1978).

Tabela 2 - Valores representativos das propriedades físicas do solo para o sítio experimental utilizados no INLAND

Propriedades Físicas do solo	
Fração de areia (%)	50
Fração de argila (%)	20
Porosidade ($m^3 m^{-3}$)	0,427
Capacidade de campo ($m^3 m^{-3}$)	0,244
Ponto de murcha permanente ($m^3 m^{-3}$)	0,141
Expoente “b” de Campell	6,09
Potencial de entrada de ar (m_{H_2O})	0,125
Condutividade hidráulica saturada ($m s^{-1}$)	$5,63 \times 10^{-6}$

Fonte: Autor.

Para a calibração foram realizadas três simulações, a primeira com os dados observados sem filtro de balanço de energia e dados simulados sem calibração do modelo ($S_f S_c$), a segunda com os dados observados com filtro de balanço de energia e dados simulados sem calibração do modelo ($C_f S_c$) e a terceira e última simulação com os dados observados com filtro de balanço de energia e dados simulados, após a calibração e validação do modelo ($C_f C_c$). Essas três simulações foram realizadas com o objetivo de identificar o comportamento do modelo antes e após a calibração.

As estatísticas utilizadas para validar o modelo foram: erro absoluto médio (*MAE*), viés das médias (*MBE*) e coeficiente de determinação (R^2). O *MBE* é a diferença média entre os dados simulados e os dados observados. O coeficiente de determinação é a medida da proporção da variabilidade em uma variável que é explicada pela variabilidade da outra e o seu valor varia de 0 a 1. Valores de R^2 próximos de 1 implicam em um melhor ajuste do modelo, ou seja, melhor ajuste

entre os dados analisados (MONTGOMERY e PECK, 1992). Estes são métodos estatísticos de mensuração de erro bastante utilizados na literatura para calibração e validação de modelos, como por exemplo, o trabalho de Benezoli (2014), que utilizou o R^2 e MBE para calibração e validação dos modelos INLAND e THMB (*Terrestrial Hydrology Model with Biogeochemistry*). Varejão et al. (2013), utilizaram o MAE e o MBE para calibração multiobjetiva de modelos de superfície. Imbuzeiro (2010) também fez uso em seu trabalho de análises de erros, utilizando MAE e do MBE para calibração do modelo IBIS.

2.5. Simulações do ciclo hidrológico

Foram definidos dois cenários para analisar o ciclo hidrológico, através de simulações, para a região da Mata Atlântica, onde essas simulações foram realizadas com o modelo em modo grade com resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ e temporal diária para o período de 1951 até 2010. O primeiro cenário é um cenário de referência (REF) onde a simulação ocorre sem alteração da vegetação natural. A vegetação natural utilizada para simulação desse cenário é de acordo com os dados de vegetação potencial do modelo de superfície INLAND (FOLEY et al., 1996), que é uma vegetação de floresta decídua onde as folhas da maioria de suas árvores caem durante períodos secos. O segundo cenário, é um cenário de desmatamento (DES), onde a vegetação natural recebe uma carga anual de desmatamento de acordo com os dados de Dias et al. (2016).

A análise dessas simulações foi feita através da diferença percentual (Equação 2) entre os componentes superficiais do balanço hídrico do cenário REF e DES (evapotranspiração e escoamento total). Desta forma, garante-se que toda mudança nos componentes do balanço hídrico foi somente devido ao desmatamento.

$$PDIF = 100 \times \frac{DES - REF}{REF} \quad (4)$$

onde PDIF é a diferença percentual entre os cenários DES e REF.

Além de quantificar a mudança nos componentes superficiais do balanço hídrico devido ao desmatamento, foi feita uma análise da distribuição da precipitação

entre estes componentes. Para isto foram calculados os coeficientes de evapotranspiração (CET) e do escoamento total (CES) para os cenários REF e DES. Estes coeficientes são obtidos através da divisão entre os componentes superficiais do balanço hídrico pela precipitação. Isto possibilita estimar como a distribuição da chuva em evapotranspiração e escoamento mudou com o desmatamento.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Análise de sensibilidade

De acordo com o método descrito na seção 2.4, neste trabalho a análise de sensibilidade foi realizada cinco vezes para verificar quais parâmetros do modelo têm maior influência aos seus resultados de saída para o bioma Mata Atlântica.

Posteriormente, uma classificação foi construída, para determinar a sensibilidade dos parâmetros às variáveis Rn, H e LE, utilizando a soma das médias das cinco rodadas da análise de sensibilidade, das medidas μ^* e σ , que são apresentadas na Tabela 3 e 4. Quanto maior for à soma dessas duas medidas, maior é o grau de sensibilidade do parâmetro a variável. Para a variável Rn, foi testada a sensibilidade a oito parâmetros, sendo eles: *rhoveg1NIR*, *rhoveg2NIR*, *rhoveg1vis*, *rhoveg2vis*, *tauveg1NIR*, *tauveg2NIR*, *tauveg1vis* e *tauveg2vis*. A análise de sensibilidade dos parâmetros *rhoveg1NIR*, *rhoveg2NIR*, *rhoveg1vis*, *rhoveg2vis*, *tauveg1NIR*, *tauveg2NIR*, *tauveg1vis* e *tauveg2vis* foi realizada somente para Rn pelo fato de serem parâmetros de refletância das folhas do dossel superior em diferentes comprimentos de onda e por isso possuem maior influência nesta variável.

Para H e LE, foi testada a sensibilidade a sete parâmetros: β_2 , $V_{m\acute{a}x}$, m , chs , chu , chl e $wsoi$, por serem parâmetros que possuem maior influência sobre H e LE (VAREJÃO; COSTA; CRISTINA, 2013). O modelo INLAND particiona o balanço de radiação em fluxos de calor sensível e latente, e em geral essa partição depende da condutância estomática, a qual depende da taxa de assimilação líquida de CO₂ que é controlada pelos parâmetros $V_{m\acute{a}x}$ e β_2 , e também responde ao m . Há também os parâmetros chs , chu e chl que representam respectivamente a capacidade térmica dos galhos e folhas do dossel superior e inferior, os quais influenciam a amplitude térmica do dossel durante o dia e afetam a amplitude diária de H.

Tabela 3 - Grau de sensibilidade ($\mu^* + \sigma$) dos parâmetros para a variável Rn, de acordo com o método de Morris (1991). A unidade do grau de sensibilidade é a mesma da variável de saída

Parâmetros	Variável
	Rn ($W\ m^{-2}$)
<i>rhoveg1NIR</i>	7,81
<i>rhoveg2NIR</i>	8,08
<i>rhoveg1vis</i>	5,27
<i>rhoveg2vis</i>	5,16
<i>tauveg1NIR</i>	7,66
<i>tauveg2NIR</i>	7,96
<i>tauveg1vis</i>	5,31
<i>tauveg2vis</i>	5,27

Fonte: Autor.

Tabela 4 - Grau de sensibilidade ($\mu^* + \sigma$) dos parâmetros para as variáveis H e LE, de acordo com o método de Morris (1991). A unidade do grau de sensibilidade é a mesma da variável de saída

Parâmetros	Variáveis	
	H ($W\ m^{-2}$)	LE ($W\ m^{-2}$)
$\beta 2$	1,18	0,67
<i>v_{máx}</i> ($mol-CO_2\ m^{-2}\ s^{-1}$)	1,14	0,63
<i>m</i>	1,14	0,66
<i>chs</i> ($J\ kg^{-1}\ m^{-2}$)	1,15	0,65
<i>chu</i> ($J\ kg^{-1}\ m^{-2}$)	1,12	0,62
<i>chl</i> ($J\ kg^{-1}\ m^{-2}$)	1,22	0,67
<i>Wsoi</i> ($m^3\ m^{-3}$)	1,15	0,68

Fonte: Autor.

Os resultados da análise de sensibilidade mostraram que existe maior sensibilidade dos parâmetros *rhoveg2NIR*, *rhoveg1NIR*, *tauveg1NIR*, *tauveg2NIR* para a variável Rn (Figura 2a), quando comparados com a banda do espectro de radiação visível, *rhoveg2vis*, *rhoveg1vis*, *tauveg1vis*, *tauveg2vis*. Esta sensibilidade acontece, pelo fato de serem parâmetros de refletância das folhas do dossel superior no comprimento de onda do infravermelho próximo e por isso possuem maior influência nesta variável.

Dos parâmetros analisados para as variáveis H e LE, todos os parâmetros demonstraram sensibilidade para H. Essa sensibilidade acontece, pois, esses parâmetros afetam a amplitude diária dessa variável. Já para LE foram os parâmetros β_2 , $V_{m\acute{a}x}$, chs , chu e chl que apresentaram maior sensibilidade a variável, devido ao modelo particionar o balanço de radiação e em geral essa partição depende da condutância estomática que é controlada por β_2 e $V_{m\acute{a}x}$.

Outros estudos também utilizaram esse mesmo método para a realização da AS (Análise de Sensibilidade) para o modelo IBIS, como por exemplo, Camargos (2013) e Varejão et al. (2013) que ao realizarem estudos de calibração multi-objetiva com dados de uma torre micrometeorológica na Floresta Amazônica, também identificaram estes mesmos parâmetros como sensíveis a estas variáveis.

3.2. Calibração do modelo INLAND

Os parâmetros selecionados pela análise de sensibilidade *rhovég2NIR*, *rhovég1NIR*, *tauveg1NIR*, *tauveg2NIR*, β_2 , $V_{m\acute{a}x}$, m , chs , chu , chl e $wsoi$ foram calibrados considerando intervalos pré-estabelecidos (IMBUZEIRO, 2005; VAREJÃO, 2009), conforme a Tabela 5.

Tabela 5 - Intervalo de valores para cada parâmetro calibrado

Parâmetro	Intervalo
<i>rhovég1NIR</i>	0,10 – 0,80
<i>rhovég2NIR</i>	0,10 – 0,80
<i>tauveg1NIR</i>	0,10 – 0,80
<i>tauveg2NIR</i>	0,10 – 0,80
β_2	0,90 – 0,99
$V_{m\acute{a}x}$ ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	$65 \cdot 10^{-6}$ – $120 \cdot 10^{-6}$
m	5 – 10
chs ($\text{J m}^{-2} \text{°C}^{-1}$)	$0,1 \cdot 10^5$ – $2,5 \cdot 10^5$
chu ($\text{J m}^{-2} \text{°C}^{-1}$)	$1,5 \cdot 10^3$ – $8,43 \cdot 10^3$
chl ($\text{J m}^{-2} \text{°C}^{-1}$)	$5 \cdot 10^3$ – $15 \cdot 10^3$
$wsoi$ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	0,3 – 0,7

Fonte: Autor.

Para a realização da calibração foram realizadas três simulações, a primeira com os dados observados sem filtro de balanço de energia e dados simulados sem calibração do modelo (S_fS_c), a segunda com os dados observados com filtro de balanço de energia e dados simulados sem calibração do modelo (C_fS_c) e a terceira e última simulação com os dados observados com filtro de balanço de energia e dados simulados, após a calibração e validação do modelo (C_fC_c). É possível observar na simulação com os parâmetros do modelo não calibrado e sem a aplicação da filtragem dos dados para o fechamento do balanço de energia diário (S_fS_c), que os valores do viés da média (MBE) de R_n , H e LE são bastante elevados (em módulo) principalmente para o R_n , na qual, apresentou o maior valor horário ($32,33 \text{ W m}^{-2}$) (Tabela 6), porém esse erro quando comparado ao valor médio horário de R_n observado sem a aplicação do filtro de balanço de energia não representa um valor muito elevado, pois a média de R_n é de $275,08 \text{ W m}^{-2}$. O mesmo não ocorre para H e LE , pois os valores médios horários das variáveis são $79,91 \text{ W m}^{-2}$ e $184,72 \text{ W m}^{-2}$ respectivamente. Observa-se também que quando não calibrado e sem a filtragem de dados o modelo subestima R_n e LE e superestima H para o período de simulação (Tabela 6).

Também foi aplicada uma análise de regressão linear aos resultados das simulações. Os valores ideais dos parâmetros beta (β) da regressão linear são zero para β_0 e um para β_1 . Entretanto, os valores dos parâmetros obtidos na regressão nem sempre são significativos a um determinado nível de confiança. Para a variável R_n , os resultados calibrados para o parâmetro β_0 é significativo a um nível de significância de 99% em todas as simulações com o modelo calibrado ($13,23 \text{ W m}^{-2}$), e não calibrado ($42,2 \text{ W m}^{-2}$).

O parâmetro β_1 foi significativo para todas as variáveis, e pode-se observar pela Tabela 6 que o modelo apresentou um melhor ajuste após calibrado e validado. Para R_n antes da calibração o valor de β_1 era $0,87 \text{ W m}^{-2}$ e após a calibração e validação o valor ficou mais próximo de 1 ($0,97 \text{ W m}^{-2}$). Comportamento semelhante é observado nas outras duas variáveis H e LE , onde na simulação S_fS_c os valores de β_1 eram menores que 1 e na simulação final atingiram valores mais próximos de 1.

Tabela 6 - Valores das estatísticas *MAE*, *MBE*, R^2 , β_0 e β_1 para as variáveis saldo de radiação (Rn), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) observadas e simuladas, nas combinações de dados observados sem filtro de balanço de energia e dados simulados sem calibração do modelo (SiSc); dados observados com filtro de balanço de energia e dados simulados sem calibração do modelo (CiSc); dados observados com filtro de balanço de energia e dados simulados, após a calibração e validação do modelo (CiCc)

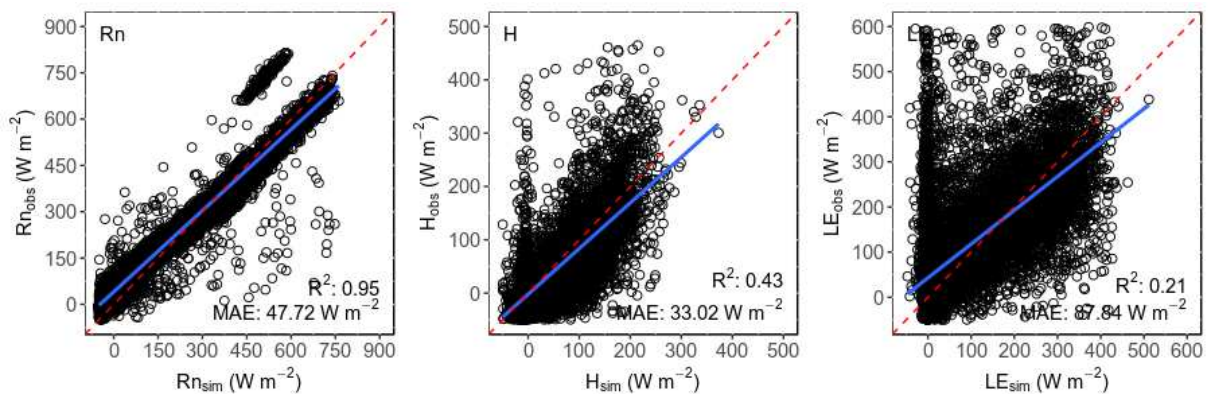
Estatística	Rn (W m ⁻²)			H (W m ⁻²)			LE (W m ⁻²)		
	SiSc	CiSc	CiCc	SiSc	CiSc	CiCc	SiSc	CiSc	CiCc
MAE	47,72	49,28	12,55	33,02	41,73	36,1	87,84	58,16	44,32
MBE	-32,89	-15,33	-6,24	14,63	-6,34	4,57	-13,9	-37,08	-18,65
R²	0,95	0,93	0,99	0,43	0,68	0,79	0,21	0,77	0,85
β_0	42,2***	44,51***	13,23***	-13,48***	-5,43*	-21,52***	22,24***	38,13***	19,95***
β_1	0,87***	0,88***	0,97***	0,94***	1,16***	1,20***	0,86***	0,99***	0,99***

***p-val < 0,01; ** p-val<0,05; * p-val <0,10; ^{NS} p-val > 0,10

Fonte: Autor.

As simulações do modelo INLAND pontual sem calibração apresentaram resultados insatisfatórios, quando comparados aos dados observados, para o saldo de radiação (Rn) e os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE), pois há uma grande dispersão dos dados, principalmente para as variáveis H e LE, os quais apresentam uma maior variabilidade dos dados observados com os dados simulados. Os valores de *MAE* apresentam valores altos, principalmente para o LE, para o qual o valor de *MAE* é de $87,84 \text{ W m}^{-2}$, o que representa 47,55% do valor médio de LE ($184,72 \text{ W m}^{-2}$) observado nessa escala temporal horária, indicando que o há um erro desta magnitude entre os dados simulados e observados (Figura 2, Tabela 6).

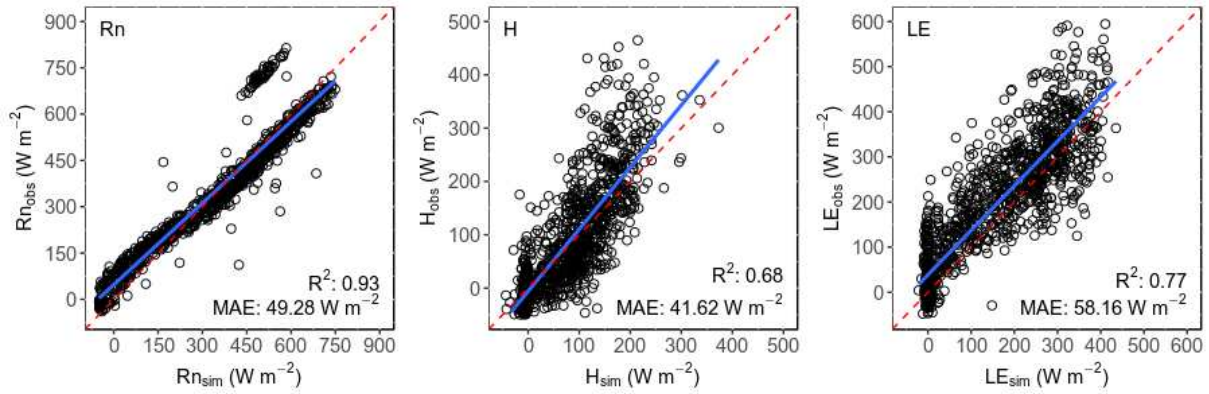
Figura 2 - Valores de saldo de radiação (Rn), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE), observados sem aplicação do filtro de balanço de energia (S_f) no eixo y e simulados sem a calibração do modelo (S_c) no eixo x



Fonte: Autor.

Em uma segunda etapa, os dados simulados com o modelo ainda não calibrado foram comparados aos dados observados filtrados através do filtro de fechamento de balanço de energia (Figura 3).

Figura 3 - Valores de saldo de radiação (Rn), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) observados com aplicação do filtro de balanço de energia (C_f) no eixo y e simulados sem a calibração do modelo (S_c) no eixo x

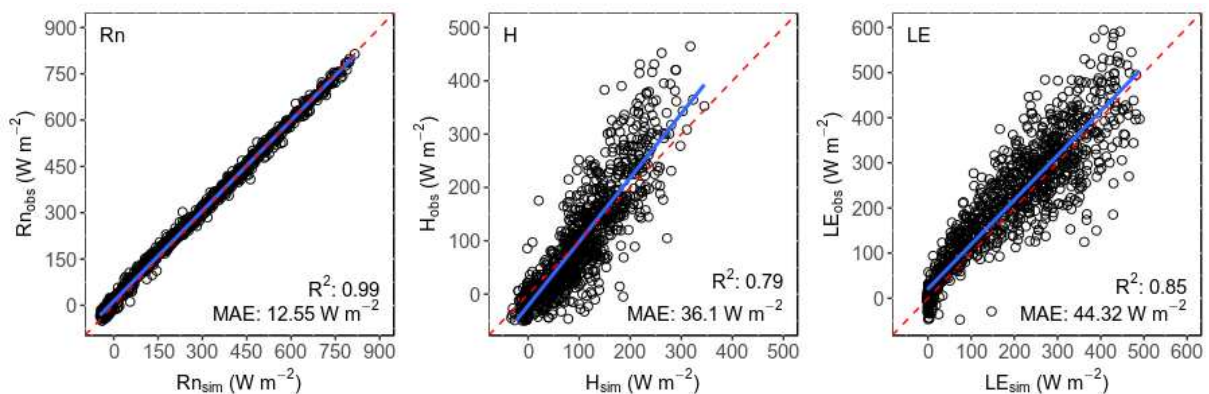


Fonte: Autor.

Os valores de *MAE* aumentaram em relação à simulação sem a aplicação do filtro para as variáveis Rn e H, uma vez que há menos dados observados disponíveis para as comparações e também pela falta de calibração do modelo.

A Figura 4, apresenta os gráficos de dispersão para Rn, H e LE, após o modelo ser calibrado com 70% desses dados já filtrados, logo, é possível observar que o modelo passou a simular melhor Rn e os fluxos H e LE.

Figura 4 - Valores de saldo de radiação (Rn), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) observados com aplicação do filtro de balanço de energia no eixo y e simulados após a calibração do modelo no eixo x



Fonte: Autor.

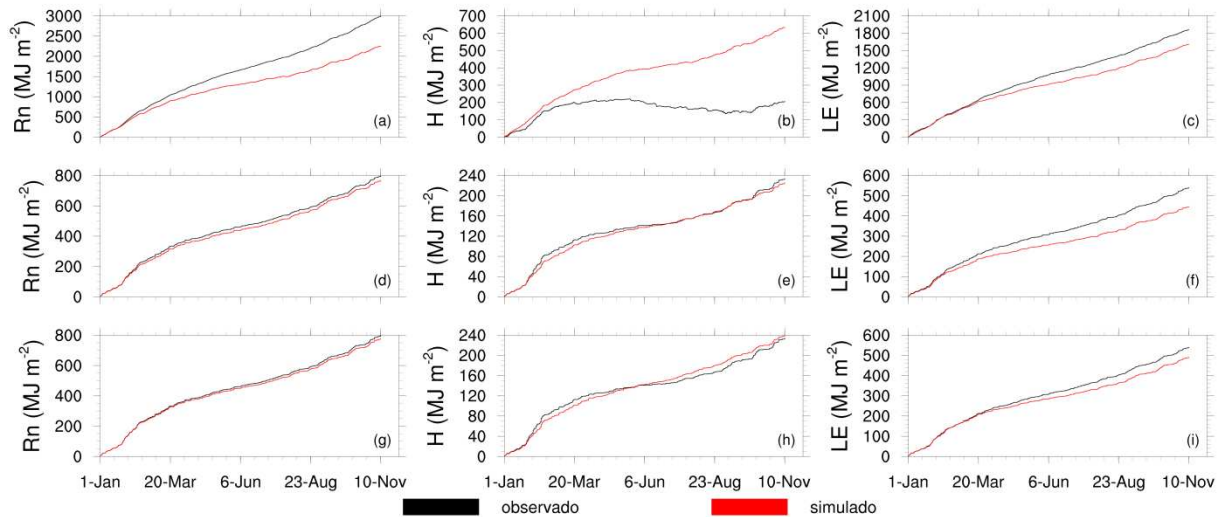
O novo conjunto de parâmetros calibrados produz melhores resultados nos valores de *MAE*, *MBE* e R^2 (Tabela 4), apesar do modelo ainda subestimar Rn e LE

e superestimar H. Segundo Imbuzeiro (2005), essa subestimação de LE ($-16,05 \text{ W m}^{-2}$) ocorre devido aos altos valores dos parâmetros $V_{máx}$ e m , os quais, tendem à aumentar a condutância estomática (g_s) da folha, portanto quanto maior for g_s , maior será a fração LE/Rn.

Selecionou-se o último ano de simulação (2014) para a análise cumulativa dos dados, pois neste período o modelo não é mais dependente das condições iniciais das variáveis. Pode-se observar na Figura 5, que o Rn, H e LE cumulativo simulados em função do tempo, apresentam o mesmo comportamento que o observado. Porém, Rn e LE simulados subestimam os valores observados e superestimam H, na simulação sem calibração e filtragem dos dados. Após a filtragem dos dados pela técnica de fechamento de balanço de energia, os dados simulados de H já não possuem mais o comportamento de superestimação e os dados de Rn e LE reduzem suas subestimações. A versão calibrada apresenta um melhor comportamento de Rn cumulativo para todo o período quando comparado com os dados observados. Depois de calibrado, o modelo INLAND apresentou um desempenho melhor, quando comparado com a simulação não calibrada.

Em termos cumulativos, observa-se que, para as variáveis Rn e H, seja necessário apenas a filtragem dos dados observados. Porém, para LE, a calibração se faz bastante necessária.

Figura 5 - Gráfico cumulativo de Rn, H e LE para a versão inicial (a, b, c) com dados observados sem filtro de balanço de energia e dados simulados sem calibração do modelo, para a segunda versão (d, e, f) com dados observados com filtro de balanço de energia e dados simulados sem calibração do modelo e para a versão final (g, h, i) com dados observados com filtro de balanço de energia e dados simulados, após a calibração e validação do modelo



Fonte: Autor.

É possível observar na Figura 5, que na representação cumulativa das variáveis ao final do período, a diferença que é observada entre os dados simulados e observados é devido ao erro acumulado ao longo da simulação. Quanto menor for essa distância entre os dados menor é o erro acumulado.

O novo conjunto de parâmetros do modelo INLAND (Tabela 2), produz melhores resultados na determinação de Rn, H e LE. O modelo apresenta menor dispersão dos dados quando comparados às simulações com os parâmetros iniciais (Figura 5). Além disto, apresenta melhores valores para *MAE* e *MBE* (Tabela 3).

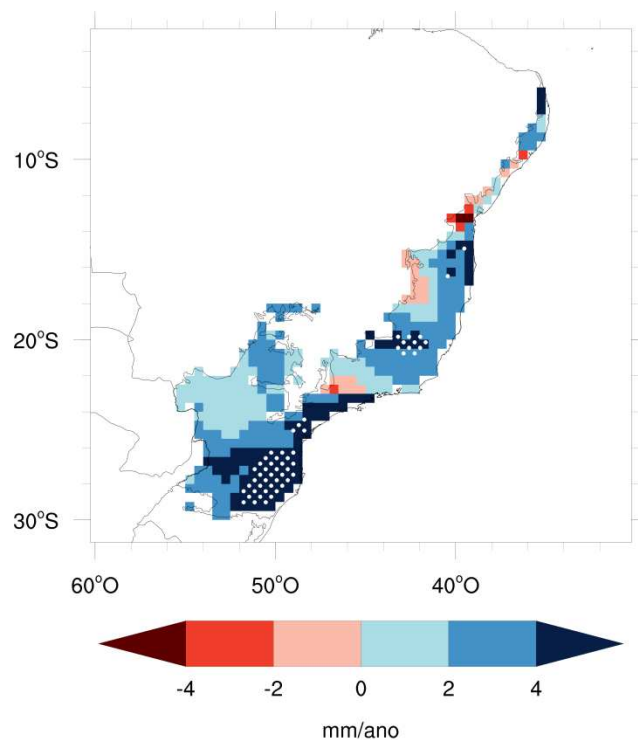
3.3. Variação na precipitação

A precipitação foi analisada em todo o domínio do bioma Mata Atlântica. Foi verificada a variação temporal da precipitação nesta região, com série histórica de dados desde o ano de 1951 até o ano de 2010.

Na Figura 6, são apresentadas as tendências na precipitação, durante o período de 1950 a 2010, calculadas pelo teste de Mann-Kendall. Dentro do bioma

Mata Atlântica a maioria das regiões apresentaram tendência de aumento da precipitação, principalmente, no norte do estado do Rio Grande do Sul e sul de Santa Catarina, bem como no litoral do estado de São Paulo. Também é possível observar na Figura 6, que as tendências só foram significativas quando positivas. Por outro lado, nas regiões onde houve redução das chuvas, as tendências não demonstraram ser significativas há um nível de significância de 5%.

Figura 6 - Tendências na precipitação pelo teste de Mann-Kendall e estimativa da tendência pelo teste de Theil-Sen, durante o período analisado (1950 a 2010). Pontos brancos indicam áreas estatisticamente significativas ao nível de 5% ($\alpha = 0,05$)



Fonte: Autor.

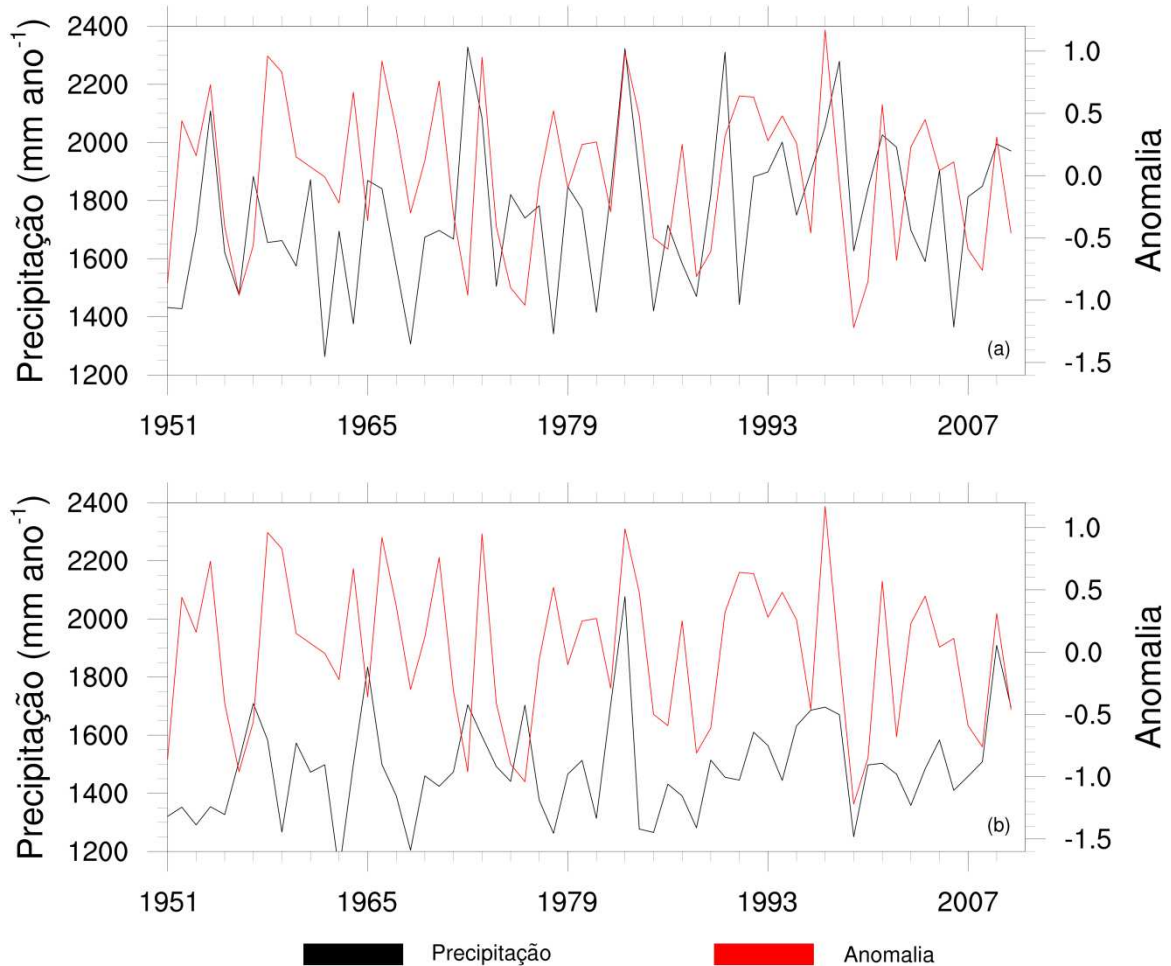
Uma possível explicação para as tendências positivas detectadas pelo teste estatístico na região Sul, pode estar relacionada aos efeitos do fenômeno natural El Niño - Oscilação Sul (ENOS), que nas últimas décadas tem atuado por mais tempo e com intensidades mais altas, como exemplos são os dois eventos de El Niño com intensidade igual a 4.0 que ocorreram entre os anos de 1950 a 1990 e 1990 a 2000,

enquanto que entre 2000 a 2010 foram quatro eventos dessa mesma intensidade (IPCC, 2013). Essas maiores ocorrências do fenômeno El Niño pode ter sido provocadas devido a outro fenômeno climático, a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), que também possui fases quentes e frias, positivas e negativas respectivamente, porém com ciclos mais prolongados, ocorrendo em média de 20 a 30 anos (MANTUA et al., 1997; MOLION, 2005). Em fases quentes (positivas) há uma maior incidência de eventos de El Niño, sendo que a última registrada foi entre os anos 1975 a 2000, período o qual houve mais eventos de El Niño (MOLION, 2005).

Na Figura 7a, onde é apresentada precipitação sobre a região Sul do bioma, a qual mostrou uma tendência significativa de aumento da precipitação ao longo do tempo, pode-se observar que os maiores volumes de precipitação anual ocorreram em anos de ocorrência do El Niño, com precipitações de aproximadamente 2350 mm ano⁻¹ nos anos de 1972, 1983 e 1998, anos esses, onde a intensidade do fenômeno foi considerada forte, com a anomalia da temperatura da superfície do mar superior a 1,5°C em algum dos meses pertencentes a esse período de ocorrência do fenômeno (CPTEC/INPE, 2016).

Já a precipitação na região Sudeste, onde também há a presença de uma tendência positiva e significativa, é apresentada na Figura 7b. Nesta região, diferentemente da região Sul que é mais fortemente influenciada pelo El Niño, o comportamento de aumento da precipitação não acompanha tão bem as ocorrências do fenômeno, pois na região Sudeste a correlação entre precipitação e El Niño não é tão significativa, porém quando ocorre aumento do Índice de Oscilação Sul há um aumento na taxa de precipitação nesta região (JÚNIOR; NUNES, 2017).

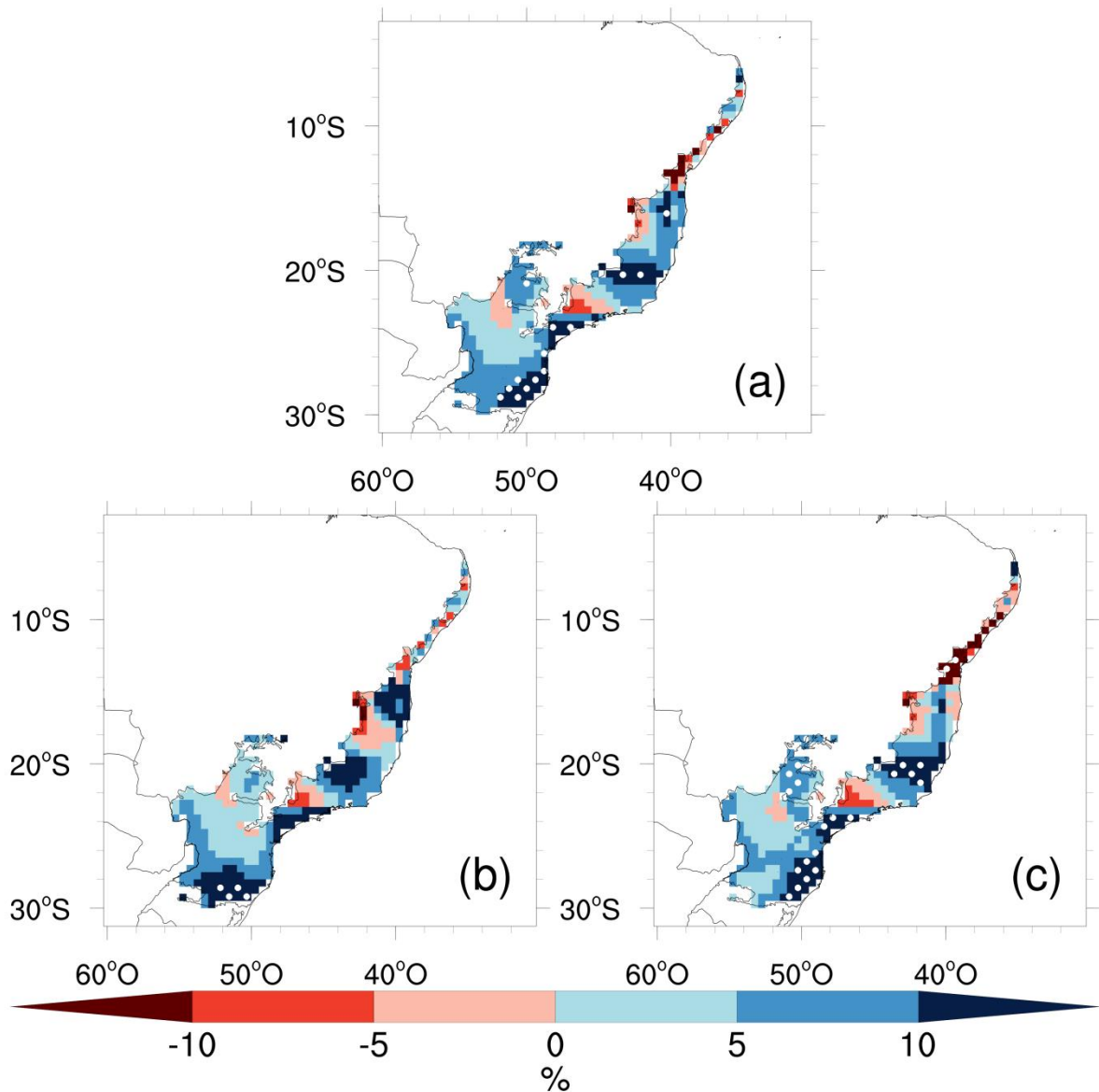
Figura 7 - Precipitação anual e valores de anomalia da temperatura da superfície do mar. Tendência positiva da precipitação na região sul da Mata Atlântica (a), tendência positiva da precipitação na região sudeste (b)



Fonte: Autor.

Na Figura 8, são apresentados os valores da diferença percentual de precipitação entre o período P1 (1951-1980) e o período P2 (1981-2010) para a região do bioma Mata Atlântica. É possível observar pela distribuição de pontos que as regiões norte do estado do Rio Grande do Sul (RS), leste do estado de Santa Catarina (SC) e sudeste do estado de Minas Gerais (MG), são locais em que essa diferença da precipitação é significativa ($\alpha \leq 0,05$) (Figura 8a).

Figura 8 - Diferença de precipitação entre o período P1 (1951 a 1980) e o período P2 (1981 a 2010). Precipitação anual (a), precipitação sazonal (abril a setembro) (b) precipitação sazonal (outubro a março) (c). Pontos mostram onde as médias diferiram estatisticamente entre si considerando $\alpha = 0,05$



Fonte: Autor.

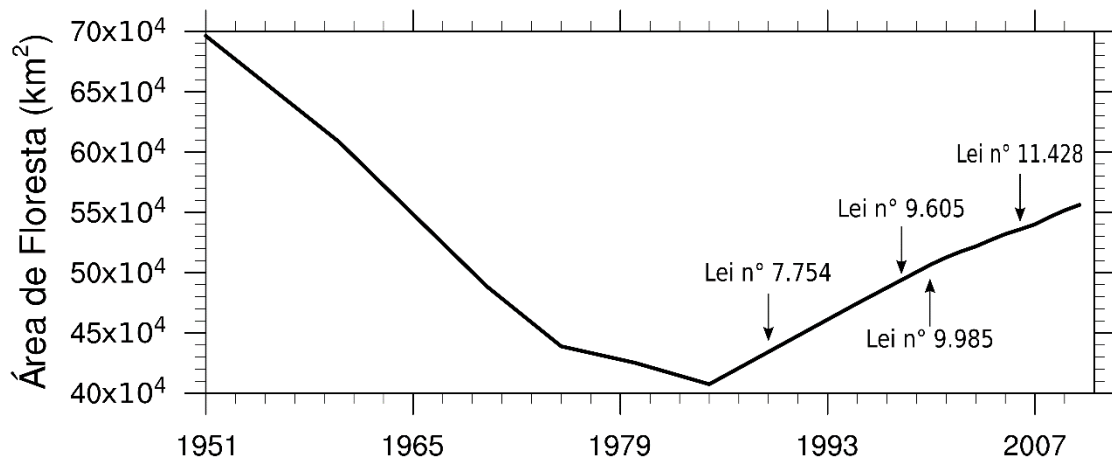
Sazonalmente, essa configuração se mantém, principalmente para o estado do Rio Grande do Sul (Figura 8b e 8c). Na estação chuvosa (de outubro a março) (Figura 8c), comparando à abril – setembro, podemos observar que houve mais pontos com mudança significativas na precipitação na região de estudo e de um modo geral houve um aumento na precipitação anual (Figura 8a) comparando os

dois períodos, o que concorda com o trabalho de Ferreira et al. (2017) para essa mesma região. Esse aumento pode ter sido provocado pela maior frequência de chuvas intensas ocorridas durante eventos de El Niño (MARENGO, 2008), principalmente nos estados de São Paulo e Minas Gerais que são regiões mais sensíveis à intensidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). O El Niño desestimula a formação da ZCAS, que é responsável por um regime de chuvas constante e bem distribuídas, e com a desintensificação desse fenômeno pelo El Niño, ocorre uma maior incidência de chuvas de verão, caracterizadas por fortes temporais de curta duração. Mesmo apresentando regiões de significância, pode-se observar que esses aumentos de precipitação representam cerca de 5 a 10 mm ano⁻¹. Essa pequena variação ocorre devido à proximidade da Mata Atlântica com a costa leste do Brasil e, portanto, a precipitação tem origem oceânica e sofre pouca influência do continente, exceto a região mais ao sul do bioma (VAN DER ENT et al., 2010).

3.4. Análise da influência do desmatamento no balanço hídrico de superfície

A Figura 9 apresenta a área de floresta para cada ano durante o período analisado. Optou-se por analisar a área desmatada em períodos de dez anos devido a sua alta variabilidade no tempo, nessa análise considerou-se a área desmatada do último ano do período. Como pode ser observado, a área de floresta na primeira década (1951-1960) era de 608.375,67 km² (~40% de sua área original), atingindo seu valor mínimo de 425.185,32 km² (~28%) na década de 70. A partir da década de 80 a área de floresta aumentou em virtude da redução do desmatamento, atingindo 556.154,83 km² (~37%) no último período analisado (2001-2010).

Figura 9 - Área de floresta (km²) ao longo do período analisado (1951 - 2010), com sinalização das leis públicas de preservação ambiental



Fonte: Autor.

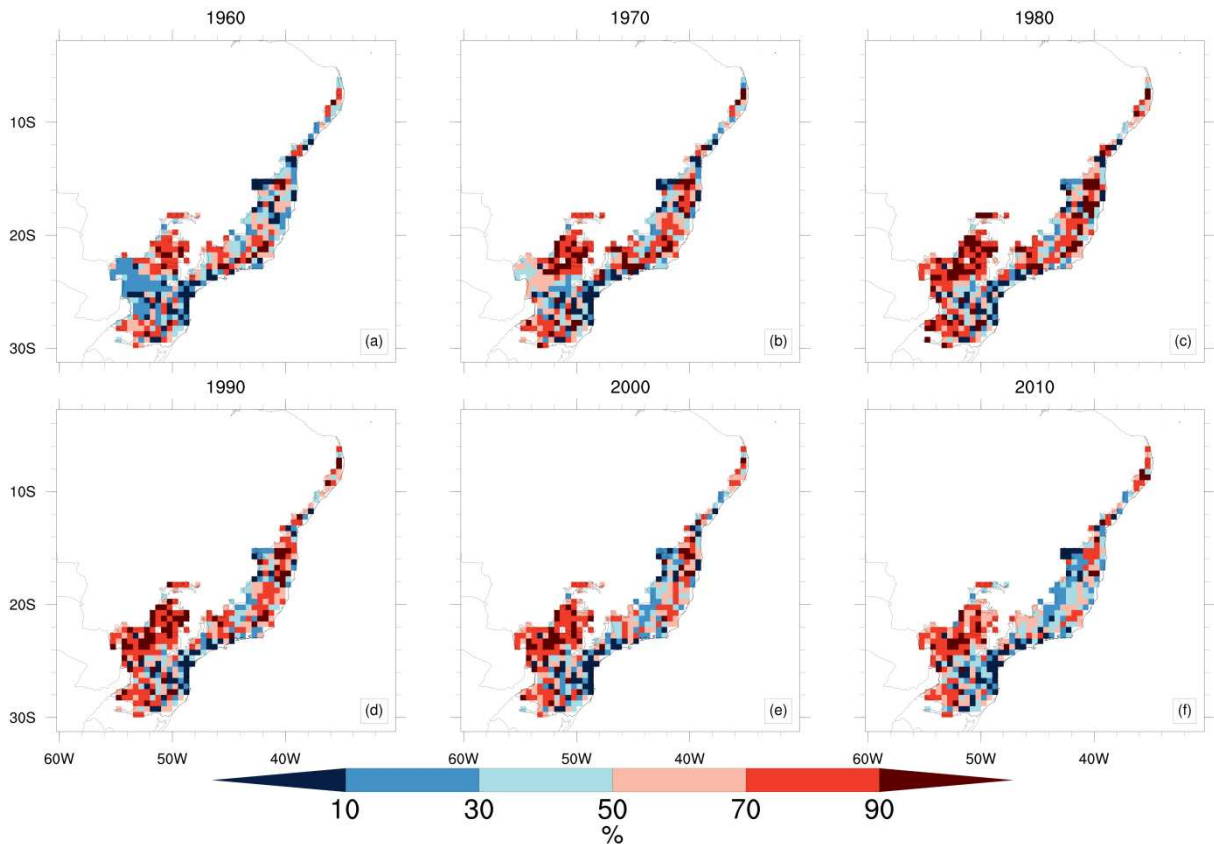
Os motivos dessa redução de área desmatada podem estar relacionados com a criação e aplicação de leis relacionadas com a preservação do meio ambiente. Em 1989 foi instituída a lei que estabelece medidas para a proteção das florestas existentes nas nascentes dos rios (Lei nº 7.754, de 14 de abril de 1989). Posteriormente essa lei foi substituída pelo Novo Código Florestal (Lei nº 12.651, de 25 de maio de 2012), que é a lei vigente até o presente momento, que também dispõe sobre a proteção da vegetação nativa. Em 1998 foi instituída a Lei nº 9.605, de 12 de fevereiro de 1998 que dispõe sobre sanções penais e administrativas derivadas de condutas e atividades lesivas ao meio ambiente. Há também a Lei nº 9.985, de 18 de julho de 2000 que institui o sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza (SNUC), que estabelece os critérios e normas para a criação, implantação e gestão das unidades de conservação.

Todas essas leis foram implantadas a partir do final da década de 80 e vinham reforçando políticas de preservação do meio ambiente e a sua fiscalização, o que pode ter ajudado na redução do desmatamento do bioma a partir dessa década. Mas só no ano de 2006 foi criada uma lei que protege especificamente o bioma Mata Atlântica, a qual dispõe sobre a utilização, conservação, proteção e a regeneração da vegetação nativa do bioma (Lei nº 11.428, de 22 de dezembro de 2006). Está previsto nessa lei a contribuição dos municípios na proteção dessa floresta através de instrumentos de planejamento. De acordo com a ONG SOS Mata Atlântica

(<https://www.sosma.org.br/projeto/planos-de-mata-atlantica/>), a principal política pública envolvendo os municípios inseridos nesse bioma é o Plano Municipal de conservação e Recuperação da Mata Atlântica (PMMA). Esse plano reúne e normatiza os elementos necessários para a contemplação da Lei na Mata Atlântica além do uso sustentável desse bioma.

Na Figura 10a é possível identificar que a região sudoeste do bioma no período de 1960 era a que possuía menos desmatamento. Em média a área desmatada nessa região variava entre 10 e 30%. Ao longo do tempo, essa foi à região em que o desmatamento manteve maiores proporções. Já na região Sudeste e nos estados do Paraná e de Santa Catarina, onde havia uma maior preocupação por parte dos municípios (SOS MATA ATLÂNTICA, 2010), houve uma queda no percentual de área desmatada no último período analisado (2010) (Figura 10f). O percentual de área desmatada reduziu de 70-90% nas décadas anteriores, para 10-30%. De acordo com relatório do SOS Mata Atlântica (2010), o desmatamento reduziu em 19% no estado do Paraná e em Santa Catarina diminuiu em 75%. Já os municípios da região Sudeste eram os que concentravam a maior parte de projetos voltados à preservação do bioma no ambiente-marinho e floresta interiores, segundo o mesmo relatório. De acordo com Ribeiro et al. (2009) no ano de 2008 a Serra do Mar era a região com a maior área preservada de floresta, possuindo aproximadamente 36,5% da sua vegetação original.

Figura 10 - Porcentagem de áreas desmatadas na região de Mata Atlântica a cada dez anos desde 1951 a 2010



Fonte: Autor.

Trabalhos recentes sobre uso do solo e clima, como por exemplo, o trabalho de Krause et al. (2019) apresentam que estimativas de evapotranspiração derivadas de satélite que sugerem que a evapotranspiração diminui com o desmatamento de áreas tropicais. Mesmo com essa crescente redução no desmatamento (Figura 10), observa-se que essa condição ainda provoca modificações no comportamento dessas variáveis, evapotranspiração e o escoamento total (Figura 11). Essas variáveis são importantes para uma melhor compreensão das interações superfície-atmosfera e as relações do ciclo hidrológico, e por isso devem ser analisadas.

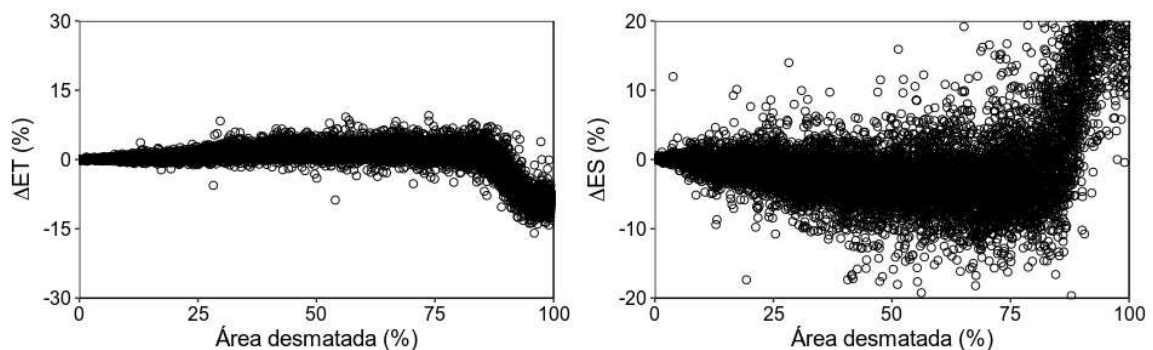
Neste trabalho, foram gerados duas simulações de balanço hídrico para a região da Mata Atlântica. A primeira simulação foi com um cenário de referência (REF) que simulou as condições de balanço hídrico sem alteração da vegetação natural. A vegetação natural utilizada para simulação desse cenário foi de acordo com os dados de vegetação potencial do modelo de superfície INLAND (FOLEY et al., 1996). Essa simulação foi realizada espacialmente em grade, utilizando o

conjunto de dados de Sheffield et al. (2006). O objetivo da simulação desse cenário foi verificar o comportamento do balanço hídrico na Mata Atlântica, pressupondo-se que não houve desmatamento nesse período.

A segunda simulação foi realizada com um cenário de desmatamento, chamado DES, que simulou as condições de balanço hídrico com alteração da vegetação natural na área de estudo. A vegetação natural seguiu um percentual de desmatamento de acordo com os dados de Dias et al. (2016). Ambas as simulações, foram realizadas espacialmente em grade com os dados climáticos de entrada do Sheffield et al. (2006). Nas Figuras 11, 12 e 13 são apresentados os resultados das análises das simulações das variáveis do balanço hídrico considerando os cenários REF e DES.

Na Figura 11, pode-se identificar claramente o comportamento de redução da ET e aumento do escoamento total em relação ao aumento de percentual de área desmatada. A floresta apresenta certa resiliência ao desmatamento, pois ela consegue manter os valores de evapotranspiração e escoamento até aproximadamente 65% de área desmatada. Porém a partir de 65% de área desmatada há uma redução de 15-20% na evapotranspiração da floresta com a inserção do desmatamento na simulação DES. Esse comportamento vem sendo observado por outros pesquisadores em outros biomas como a Amazônia, por exemplo.

Figura 11 - Gráfico de dispersão da diferença da evapotranspiração (ΔET) e escoamento total (ΔES) com relação à área desmatada, em porcentagem



Fonte: Autor.

Costa et al. (2003), ao avaliarem o efeito das mudanças na cobertura do solo na descarga do rio Tocantins, encontraram uma diminuição na ET de 3,4% ao

ano e um aumento no coeficiente de escoamento superficial de 0,285. Coe et al. (2009) ao estudarem a influência do desmatamento histórico no fluxo do rio Amazonas encontraram nas simulações com os modelos IBIS e THMB (*Terrestrial Hydrology Model with Biogeochemistry*) que há uma diminuição local da ET e um aumento na descarga dos rios quando mais de 50% da bacia hidrográfica foi desmatada. Dias et al. (2015) avaliaram a influência das mudanças na cobertura do solo na ET e no fluxo de bacias hidrográficas na bacia do Alto Xingu, localizada no bioma Cerrado, e encontraram como um de seus resultados que a ET média anual simulada foi 39% menor em áreas de pastagem e terras de cultivo agrícola (soja) do que em áreas de floresta tropical e cerrado. Zemp et al. (2017), ao avaliarem o efeito do desmatamento nas chuvas continentais na floresta Amazônica, encontraram em suas simulações uma redução na ET de 2%, de dezembro a março, e de 27%, de junho a setembro, nas pastagens em comparação com as florestas no sudoeste da Amazônia.

Essa resiliência da ET ao desmatamento, pode ter ocorrido devido à evapotranspiração ser fortemente regulada pelas condições atmosféricas, como velocidade do vento, radiação solar e déficit de pressão de vapor. O déficit de pressão de vapor é uma importante variável, pois, dependendo do seu valor, pode causar modificações na abertura dos estômatos das plantas, alterando assim a ET. Já maiores velocidades do vento proporcionam uma troca mais efetiva de ar mais úmido a níveis mais baixos da camada limite por um ar mais seco das camadas mais altas (MOURA et al., 2004). Esse efeito pode favorecer a ET da planta até um determinado valor, pois velocidades do vento muito elevadas podem provocar redução na abertura dos estômatos das plantas, que fazem isso justamente para evitarem uma perda excessiva de água para a atmosfera, reduzindo assim ET.

Ao analisarem a eficiência do acoplamento entre umidade do solo e evapotranspiração para toda a América do Sul, Ruscica et al. (2014) identificaram que as regiões onde esse acoplamento é alto, a evapotranspiração é controlada pelas condições de umidade do solo independente da intensidade da precipitação, enquanto que em regiões que ocorrem o contrário, ou seja, com baixa eficiência de acoplamento a evapotranspiração é controlada pela atmosfera. Os autores identificaram, através do uso do modelo RCA3-E (*Rossby Centre Regional Atmospheric Climate*), que a região da Mata Atlântica, encontra-se em uma região da América do Sul de baixo acoplamento. Van der Ent et al. (2010), ao identificarem

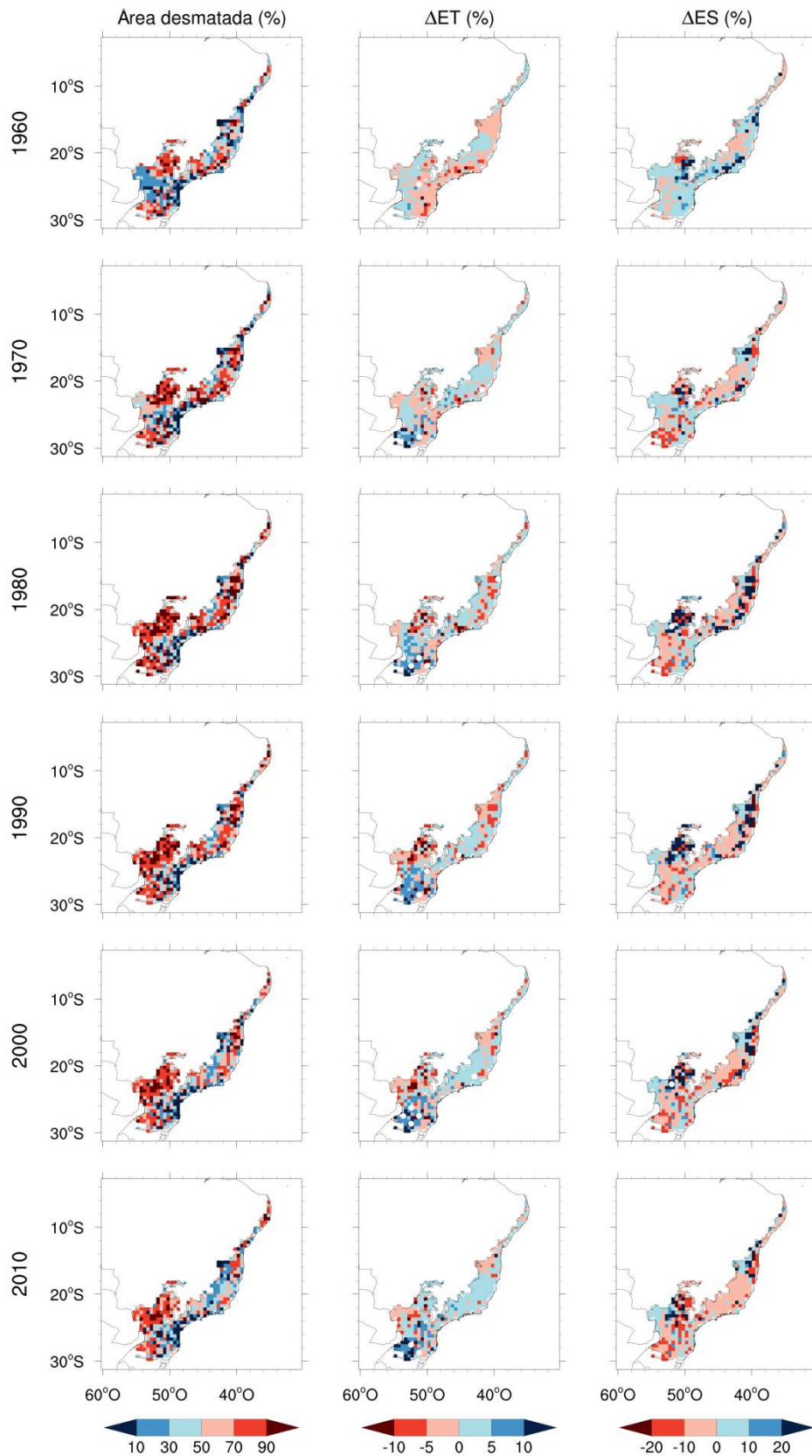
as áreas onde a reciclagem de umidade (condições terrestres de evaporação) sustenta a precipitação em escala global, concluíram que valores altos de taxas de reciclagem regional ocorrem em áreas bastante úmidas, como por exemplo as florestas da América do Sul. Esse trabalho indica mais uma vez que a ET em algumas áreas de Mata Atlântica não é limitada pela disponibilidade de umidade do solo, principalmente na região sudeste. Ruscica et al. (2015), aprofundando mais as relações de acoplamento para a América do Sul, identificaram uma forte ausência de interações de umidade do solo e evapotranspiração e umidade do solo e precipitação em áreas subtropicais, onde há predomínio de Mata Atlântica.

Esses trabalhos (VAN DER ENT et al., 2010; RUSCICA et al., 2014 e RUSCICA et al., 2015 e) indicam que o regime de ET é limitado pela radiação, principalmente em regiões úmidas onde o estresse de umidade do solo não afeta significativamente a ET, pois o solo não atinge níveis de umidade baixos o suficiente para provocar estresse significativo às plantas, como é o caso da região em questão, que não apresenta muita vulnerabilidade ao desmatamento, mas ao que tudo indica apresenta uma alta vulnerabilidade às mudanças climáticas como mudanças na temperatura e precipitação (LAPOLA et al., 2019).

Mesmo o bioma apresentando certa resistência ao desmatamento, quando a taxa de desmatamento atinge pouco mais de 65% (Figura 11), a ET da floresta começa a reduzir. Essa redução na evapotranspiração aumenta consequentemente o escoamento total, pois toda água precipitada que não é evapotranspirada, acaba escoando, aumentando os fluxos superficiais e as vazões dos rios (HIBBERT, 1967). Culturas agrícolas evapotranspiram menos que árvores de grande porte devido ao seu sistema radicular menos profundo e menor desenvolvido. A troca de floresta por pastagem ou plantações de culturas agrícolas modifica a partição da chuva em evapotranspiração e escoamento total, pois uma menor área foliar não consegue interceptar tanta precipitação quanto uma floresta nativa (ZEMP et al.; 2017), fazendo com que uma maior fração de água precipitada chegue ao solo rapidamente, aumentando o escoamento total. Na Figura 12 pode-se observar que ΔES aumenta com maiores porcentagens de área desmatada, bem próxima da porcentagem de área desmatada em que ΔET começa a reduzir. Em geral, o escoamento aumenta à medida que a ET reduz, por outro lado, a ET diminui com o aumento da drenagem devido ao desmatamento e excesso de áreas de pastagem (van der Ent et al., 2010).

O comportamento de redução da ET e o aumento do escoamento total provocado pelo desmatamento podem ser observados na Figura 12. No período de maior desmatamento (1971-1980), a diferença entre o escoamento total nos cenários REF e DES também aumenta. Além disso, é possível verificar a significância da diferença do escoamento total com a porcentagem de área desmatada para o período que apresenta maior desmatamento, uma vez que o teste *t* de Student mostrou que há significância nas diferenças do escoamento total simulados com e sem desmatamento na região sudoeste de São Paulo e noroeste do estado do Paraná.

Figura 12 - Distribuição espacial de área desmatada, diferença da evapotranspiração (ΔET) e escoamento total (ΔES) para cada um dos períodos

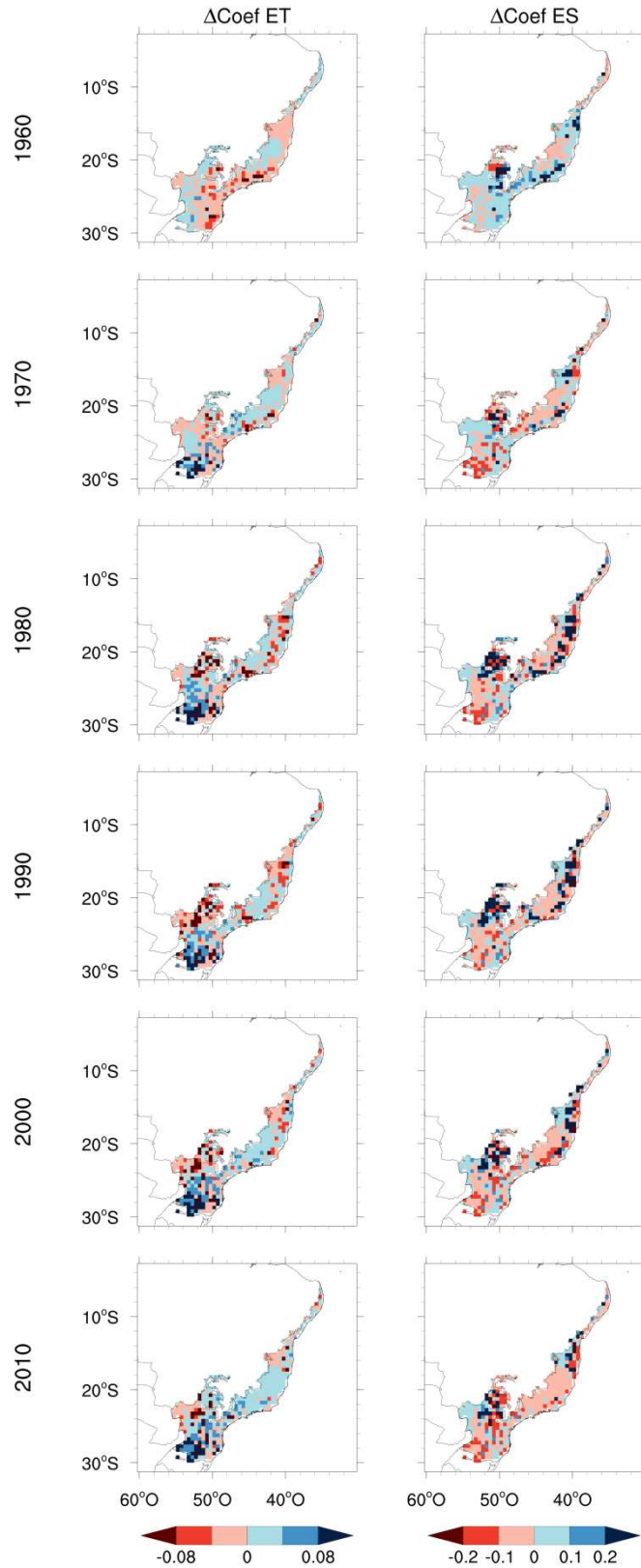


Fonte: Autor.

Nota-se que os pontos em branco apresentam diferença significativa (p -valor < 0,05) para a evapotranspiração e escoamento total nos cenários REF e DES. Em média, a evapotranspiração apresentou um comportamento de aumento entre 5 - 10% nas regiões onde a área desmatada era menor, como no leste do estado de Santa Catarina, e o escoamento total apresentou em média, um aumento de em torno de 10 - 20% nas regiões mais críticas de desmatamento, onde as áreas desmatadas estavam em torno de 70 - 90%.

A diferença entre os coeficientes de evapotranspiração e de escoamento total entre os cenários REF e DES apresentou o mesmo comportamento das diferenças percentuais da evapotranspiração e escoamento total entre os cenários (Figura 13). O Δ coefET (diferença entre os coeficientes de evapotranspiração) reduziu sobre as áreas com maior porcentagem de desmatamento enquanto o Δ CoefES (diferença entre os coeficientes de escoamento total) aumentou, como pode ser visto na Figura 13 no período de 1971-1980 (período de maior desmatamento), o Δ CoefES subiu 0,2 (~20%) entre os dois cenários analisados na região sudoeste de São Paulo e noroeste do estado do Paraná, enquanto nesta mesma região o Δ CoefET reduziu 0,08 (~10%). Comportamento semelhante ocorre no último período analisado (2001-2010), enquanto Δ CoefET tem um aumento de 0,04-0,08 (~6-10%) na região sudeste, próximo à costa do oceano atlântico, o Δ CoefES reduz em aproximadamente 0,1 (~10%).

Figura 13 - Distribuição espacial da diferença dos coeficientes de evapotranspiração (ΔCoefET) e escoamento total (ΔCoefES) entre os cenários para cada um dos períodos



Fonte: Autor.

Os resultados obtidos para a Mata Atlântica mostram-se consistentes com o estudo realizado por Salemi et al. (2013). Os autores estudaram três bacias hidrográficas na Serra do Mar, ocupadas com floresta natural, floresta de eucalipto e pastagem durante dois anos (2008 e 2009). Os autores não encontraram diferença significativa entre os coeficientes de floresta e plantação de eucalipto, porém quando comparados com pastagem houve um aumento do coeficiente de escoamento. No ano 2009 o coeficiente de escoamento em floresta era 0,11 e na pastagem foi de 0,27, o inverso ocorre com o coeficiente de evapotranspiração. No mesmo ano, o coeficiente de evapotranspiração em floresta era de 0,52 e em pastagem 0,40.

De acordo com os valores de coeficientes encontrados deste trabalho, quando convertemos floresta em outros tipos de uso do solo, maiores volumes de chuva são convertidos em escoamento total, pois nas regiões onde há maior área desmatada os valores de ΔCoefES aumentam, enquanto os valores de ΔcoefT reduzem, o que corrobora com o trabalho de Salemi et al. (2013), que ao analisarem a mudança de uso da terra de floresta para pastagem em Mata Atlântica obtiveram resultado semelhante.

4. CONCLUSÕES

O percentual de área de floresta na região de Mata Atlântica, em relação a sua extensão territorial, era de 62,71% no ano de 1951, chegando a um declínio de 36,70% em 1985, de acordo com os dados de mudança do uso do solo utilizado nesse trabalho. Com o passar dos anos políticas públicas e ambientais foram implementadas para barrar esse desmatamento, e o percentual de área de floresta no último ano analisado (2010) foi de 50,09%. Esse desmatamento não ocorreu de forma homogênea em todo o bioma, sendo que a principal região que sofreu alteração na ocupação do solo foi à região oeste do estado de São Paulo, próximo à região do Mato Grosso do Sul.

Neste trabalho encontrou-se relação entre a alteração da cobertura vegetal natural com o ciclo hidrológico. Foi utilizado um modelo de superfície para gerar os cenários do ciclo hidrológico, particionando o ciclo em evapotranspiração e escoamento total. A calibração e validação do modelo ocorreram pela comparação dos dados micrometeorológicos simulados com observações obtidas de uma torre micrometeorológica. O novo conjunto de parâmetros do modelo, produz melhores resultados na determinação de R_n , H e LE , quando comparados com os resultados simulados antes da calibração. O modelo apresenta menor dispersão dos dados quando comparados às simulações com os parâmetros iniciais. Além disto, apresenta melhores valores para o erro absoluto médio e viés das médias entre os dados observados e os simulados.

As simulações dos cenários abrangeram o período de 1951 a 2010, sendo dividido em seis períodos de igual duração de 10 anos. Esse intervalo entre os períodos foi necessário para que fosse possível detectar a influência do desmatamento na evapotranspiração e no escoamento total.

Os resultados mostraram que o escoamento total no cenário com desmatamento durante o período 1951-1960 foi, em média, 16,82% inferior ao valor encontrado para o período de 1971-1980. A precipitação aumentou em média nas regiões sul e sudeste, em 4,85%, sendo significativa com nível de confiança de 95%. Foi possível observar que o coeficiente de evapotranspiração reduziu de aproximadamente 0,748 para 0,741 em média entre os períodos 1951-1960 e 1971-1980.

Os resultados encontrados são coerentes com aqueles obtidos por outros autores, onde a evapotranspiração reduziu em áreas de pastagem e terras de cultivo agrícola. Assim, de maneira semelhante a esses trabalhos citados anteriormente, é possível concluir que a redução na taxa de evapotranspiração causada pela troca da vegetação por cultivos agrícolas altera o balanço hídrico do bioma, sobretudo, afetando a evapotranspiração, fazendo com que maior quantidade de água escoe, aumentando o escoamento total da região.

A mudança de cobertura do solo altera o albedo da superfície, pois menos energia é absorvida por ela, implicando em uma maior refletividade. Essa energia absorvida é convertida em fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G), e uma menor evapotranspiração indica menores valores de LE, sendo que o restante da energia absorvida é distribuída em H e G, como se sabe que G tem uma contribuição bastante pequena, quando comparado aos outros fluxos, entende-se então que uma menor evapotranspiração reduz os valores de LE e aumenta os valores de H, que representa a energia em forma de calor transferido entre a superfície e a atmosfera.

A utilização da modelagem também possibilitou estimar o comportamento da diferença entre a evapotranspiração e do escoamento total simulados com a ocorrência de desmatamento e com a área inteiramente preservada. Foi observado que o bioma Mata Atlântica apresenta certa resiliência ao desmatamento até determinado momento, a partir do qual a evapotranspiração diminui consideravelmente e o escoamento total aumenta. Notou-se também que a evolução da série de desmatamento e da diferença entre as evapotranspirações e entre os escoamentos totais apresentaram comportamento semelhante no tempo, ou seja, nos períodos onde houve aumento de área desmatada a ET reduziu eo escoamento total aumentou, indicando que, possivelmente, existe relação entre eles.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, C. A.; SOARES, J. V. Comparação entre uso da água em plantações de *Eucalyptus grandis* e Floresta Ombrófila Densa (Mata Atlântica) na Costa Leste do Brasil. **Revista Árvore**, v. 27, p. 159–170, 2003.
- BALBINOT, R.; OLIVEIRA, N. K.; VANZETTO, S. C.; PEDROSO, K. VALERIO, A. F. O papel da floresta no ciclo hidrológico em bacias hidrográficas. **Ambiência**, Paraná, v.4, n.1, p.131-149, 2008.
- BINGNER, R. L.; THEURER, F. D. AnnAGNPS technical processes. **Technical_Documentation.doc**, 2005. Disponível em: https://www.ars.usda.gov/ARUserFiles/60600505/AGNPS/PLModel/Document/Tech_Doc.PDF. Acesso em: 20 jan. 2020.
- BOSCH, J. M.; HEWLETT, J. D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 55, p. 3-23, 1982.
- BUCHIANERI, Viviane Coelho. **Geração da série histórica de vazão por meio do modelo SMAP: subsídio para o plano de manejo da bacia do Rio Grande de Ubatuba**. 2004. Dissertação (Mestrado em Recursos Florestais) - Escola Superior de Agricultura "Luiz Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2004.
- BURBA, George. **Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural, and regulatory applications**. Lincoln, Nebraska: LI-COR Biosciences, 2013. 331 p.
- DIAS, L. C. P.; MACEDO, M. N.; COSTA, M. H.; COE, M. T.; NEILL, C. Effects of land cover change on evapotranspiration and streamflow of small catchments in the Upper Xingu River Basin, Central Brazil. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 4, p. 108-122, 2015.
- DIAS, L. C. P. et al. Patterns of land use , extensification , and intensification of Brazilian agriculture. **Global Change Biology**, p. 2887–2903, 2016.
- FOLEY, J. A. et al. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, p. 603–628, 1996.
- FREITAS, Helber Custódio. **A influência dos transportes advectivos na estimativa do balanço de CO₂ do ecossistema: um estudo de caso para a Mata Atlântica com uso de técnicas micrometeorológicas**. 2012. Tese (Doutorado em Ciências) - Escola Superior de Agricultura "Luiz Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2012.
- GERMER, S.; NEILL, C.; VETTER, T.; CHAVES, J.; KRUSCHE, A.V.; ELSENBEER, H. Implications of long-term land-use change for the hydrology and solute budgets in small catchments in Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 364, p. 349-363, 2009.
- IOOSS, B.; LEMAÎTRE, P. A review on global sensitivity analysis methods. Uncertainty management in Simulation- Optimization of Complex Systems:

Algorithms and Applications. **Springer**, 2015. Disponível em: https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4899-7547-8_5. Acesso em: 27 out. 2019.

JÚNIOR, A. C. O.; NUNES, L. H. Repercussão da Oscilação Sul na Precipitação do Sudeste Brasileiro: Análise para os anos de 2015 e 2016. In: XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 2017, São Paulo: Unicampi, 2017. p. 1756–1767.

KRAUSE, A. et al. Multimodel Analysis of Future Land Use and Climate Change Impacts on Ecosystem Functioning. **Earth ' s Future**, v. 7, p. 833–851, 2019.

KUCHARIK, C. J. et al. Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: Water balance, carbon balance, and vegetation structure. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 14, n. 3, p. 795–825, 2000.

KUNERT, N.; APARECIDO, L. M. T.; WOLFF, S.; HIGUCHI, N.; SANTOS, J.; ARAUJO, A. C.; TRUMBORE, S. A revised hydrological model for the Central Amazon: The importance of emergent canopy trees in the forest water budget. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 239, p. 47-57, 2017.

MANTUA, N. J. et al. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069–1079, 1997.

MARENGO, J. A. Água e mudanças climáticas. **Estudos Avançados**, v. 22, n. 63, 2008.

MOLION, L. C. B. Aquecimento Global, El Niños, Manchas solares, Vulcões e Oscilação DEcadal do Pacífico. **Revista Climanalise**, p. 1–5, 2005.

MORRIS, M. D. Factorial Sampling Plans for Preliminary Computational Experiments. **Technometrics**, v. 33, n. 2, p. 161–174, 1991.

MYERS, N. et al. Biodiversity hotspots for conservation priorities. **Biodiversity and conservation**, v. 16, n. 4, p. 853–858, 2000.

NOBREGA, R. L. B.; GUZHA, A. C.; LAMPARTER, G.; AMORIM, R. S. S.; COUTO, E. G.; HUGHES, H. J.; JUNGKUNST, H. F.; GEROLD, G. Impacts of land-use and land-cover change on streamhydrochemistry in the Cerrado and Amazon biomes. **Science of the Total Environment**, v. 635, p. 259-274, 2018.

PONGRATZ, J.; BOUNOUA, L.; DeFRIES, R.S.; ANDERSON, L.O.; MAUSE, W.; KLINK, C.A. The Impact of Land Cover Change on Surface Energy and Water Balance in Mato Grosso, Brazil. **Earth Interactions**, v.10, n. 19, p. 1-19, 2006.

RICHARDS, R. C. et al. Governing a pioneer program on payment for watershed services : Stakeholder involvement , legal frameworks and early lessons from the Atlantic forest of Brazil. **Ecosystem Services**, v. 16, p. 23–32, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecoser.2015.09.002>. Acesso em: 15 set. 2019.

- SCARANO, F. R.; CEOTTO, P. Brazilian Atlantic forest: impact, vulnerability, and adaptation to climate change. **Biodiversity and Conservation**, v. 24, n. 9, p. 2319–2331, 2015.
- SHEFFIELD, J.; GOTETI, G.; WOOD, E. F. Development of a 50-Year High-Resolution Global Dataset of Meteorological Forcings for Land Surface Modeling. **Journal of Climate**, v. 19, p. 3088–3111, 2006.
- STOY, P. C. et al. Agricultural and Forest Meteorology A data-driven analysis of energy balance closure across FLUXNET research sites : The role of landscape scale heterogeneity. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 171–172, p. 137–152, 2013. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.11.004>. Acesso em: 18 jan. 2020.
- TABARELLI, M. et al. Desafios e oportunidades para a conservação da biodiversidade na Mata Atlântica brasileira. **Megadiversidade**, v.1, n. 1, p. 132–138, 2005.
- TOURIGNY, Etienne. **Multi-scale fire modeling in the neotropics: coupling a land surface model to a high resolution fire spread model, considering land cover heterogeneity**. 2014. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3GD37Q2>. Acesso em: 10 dez. 2019.
- TWINE, T. E. et al. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 103, p. 279–300, 2000.
- VALENTE, P. et al. Método de pós-fechamento do Balanço de Energia para avaliação dos fluxos de modelos da superfície terrestre. **Ciência e Natura**, v. 3, p. 145-151, 2016.
- VAN DER ENT, R. J. et al. Origin and fate of atmospheric moisture over continents. **Water Resources Research**, v. 46, n. 9, p. 1–12, 2010.
- VAREJÃO, Claudeci Gomes. **Calibração Hierárquica Multiobjetivo de um Modelo de Micrometeorologia e de Dinâmica de Ecossistemas Terrestres**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Departamento de engenharia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2009.
- WIGMOSTA, M. S.; VAIL, L. W.; LETTENMAIER, D. P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. **Water Resources Research**, v. 30, n. 6, p. 1665–1679, 1994.
- WILSON, K. et al. Energy Balance Closure at FLUXNET Sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p. 223–243, 2002.
- ZEMA, D. A. et al. Simulating the hydrological response of a small tropical forest watershed (Mata Atlantica, Brazil) by the ANNAGNPS model. **Science of the Total Environment**, v. 636, p. 737-750, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.339>. Acesso em: 27 nov. 2019.