INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA - INPA UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS – UEA PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE- PPG-CLIAMB

VARIABILIDADE INTERANUAL DO ESTOQUE DE ÁGUA NA AMAZÔNIA CENTRAL: ANÁLISE OBSERVACIONAL E APLICAÇÃO DE UM MODELO INTEGRADO SOLO-AQUÍFERO

GLEICE GUERREIRO TEMOTEO

Manaus, Amazonas Dezembro, 2019

GLEICE GUERREIRO TEMOTEO

VARIABILIDADE INTERANUAL DO ESTOQUE DE ÁGUA NA AMAZÔNIA CENTRAL: ANÁLISE OBSERVACIONAL E APLICAÇÃO DE UM MODELO INTEGRADO SOLO-AQUÍFERO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente - CLIMAB do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia -INPA e da Universidade do Estado do Amazonas - UEA, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Clima e Ambiente.

Orientador: Dr. Luiz Antonio Candido Co-orientador: Dr. Vinicius Buscioli Capistrano

Área: Clima e Ambiente Linha de Pesquisa: Processos Interação Biosfera-Atmosfera Financiamento: Bolsa de Pesquisa – CAPES

> Manaus, Amazonas Dezembro, 2019







ATA DE DEFESA PÚBLICA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE DO INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA E UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS.

Aos 18 dias do mês de dezembro do ano de 2019, às 08:30 horas, no Auditório do prédio do COCAP, INPA/Campus I, sito à Av. André Araújo, 2936 – Bairro de Petrópolis, reuniu-se a Comissão Julgadora de Defesa Pública, composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. Luiz Antonio Candido (Presidente), Dra. Elisângela Broedel (CEMADEN), e o Dr. Antônio Ocimar Manzi (CPTEC/INPE), tendo como suplente o Dr. Javier Tomasella (CEMADEN), sob a presidência do primeiro, a fim de proceder a arguição pública do trabalho de Dissertação de Mestrado de Gleice Guerreiro Temoteo intitulado "VARIABILIDADE INTERANUAL DO ESTOQUE DE ÁGUA NA AMAZÔNIA CENTRAL: ANÁLISE OBSERVACIONAL E APLICAÇÃO DE UM MODELO INTEGRADO SOLO-AQUÍFERO", sob a orientação do Dr. Luiz Antonio Candido (INPA) e do Dr. Vinicius Buscioli Capistrano (UEA).

O Presidente da Comissão Julgadora deu início à seção e informou os procedimentos do exame. O aluno fez uma exposição do seu estudo e foi arguido oralmente pelos membros da Comissão Julgadora de Defesa Pública. A Comissão Julgadora, então, se reuniu e os membros emitiram os seguintes pareceres:

Nome	Parecer		Assinatura
Elisågela Broedel	(x) Aprovado	() Reprovado	Slevngela Besoedel
Antônio Ocimar Manzi	(x) Aprovado	() Reprovado	\bigcirc
Luiz Antonio Candido	(x) Aprovado	() Reprovado	_(@ _

Nada mais havendo a relatar, foi lavrada a presente ata que, após lida e aprovada, foi assinada pelos membros da Comissão Julgadora.

> Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente - PPG-CLIAMB INPA, Av. André Araújo, 2.936 - Petrópolis - CEP 69067-375 UEA, Av. Darcy Vargas, 1200 - Beirro: Parque Dez - CEP: 69050-020 Pone/Fax: 55 92 3643-3755, Manaus/Amazonas/Brasil http://ppg@inpa.gov.br -email: coordenacaodiamb@gmail.com

©SEDAB/INPA - Ficha Catalográfica Automática gerada com dados fornecidos pelo(a) autor(a) Bibliotecário responsável: Jorge Luiz Cativo Alauzo - CRB11/908

T281v Temoteo, Gleice Guerreiro VARIABILIDADE INTERANUAL DO ESTOQUE DE ÁGUA NA AMAZÔNIA CENTRAL: ANÁLISE OBSERVACIONAL E APLICAÇÃO DE UM MODELO INTEGRADO SOLO-AQUÍFERO / Gleice Guerreiro Temoteo; orientador Luiz Antonio Candido; coorientador Vinicius Buscioli Capistrano. -- Manaus:[s.1], 2019. 106 f. Dissertação (Mestrado - Programa de Pós Graduação em Clima e Ambiente) -- Coordenação do Programa de Pós-Graduação, INPA, 2019. 1. Modelo de superfície . 2. Noah-MP. 3. Estoque total de água . 4. Variabilidade sazonal e interanual. 5. Amazônia Central . I. Candido, Luiz Antonio , orient. II. Capistrano, Vinicius Buscioli , coorient. III. Título.

CDD: 551.66813

Sinopse:

Estudou-se a variabilidade interanual do estoque de água na Amazônia Central, afim de avaliar o desempenho o modelo de superfície terrestre Noah-MP, realizando análise observacional e aplicação do modelo integrado solo-aquífero, relacionando as variações do nível do lençol freático e a umidade de água no solo; com ênfase na área de floresta natural da Bacia do rio Cuieiras.

Palavras-chave: Modelo de superfície, Noah-MP; Estoque total de água; Variabilidade sazonal e interanual; Amazônia Central.

Ao meu amado pai Edilberto Soares de Souza (in memoriam) Dedico ao senhor este trabalho, minha fonte de inspiração, exemplo de vida. Te agradeço, por tudo, minha saudade Eterna.

Dedico

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a Deus por ter me dado força, ânimo, esperança para continuar e lutar pelos meus objetivos, por fortalecer minha fé para enfrentar os percalços da vida;

A minha mãezinha querida Fátima Guerreiro pelas palavras de amor incondicional e conforto. Aos meus irmãos, a minha prima Dayse Souza e aos meus primos pela torcida e carinho;

Ao meu orientador Dr. Luiz Antonio Candido, pela total paciência e ter conduzido segurança e experiência para o desenvolvimento desta pesquisa e pelos valiosos ensinamentos;

Ao Dr. Vinicius Buscioli Capistrano pela cooperação, coorientação e pelo tempo dedicado a este trabalho;

Ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) e à Universidade do Estado do Amazonas (UEA) aos professores, principalmente pela oportunidade de ter participado do Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente (PPG CLIAMB);

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudo;

Ao Projeto IETÉ e a Coordenação de Pesquisas Hidrológicas (CPRH/INPA/LBA) pelo apoio no desenvolvimento desta pesquisa;

Ao querido professor Dr. Prakki Satyamurty, pela pessoa incrível que tive o privilégio de conhecer e aprender;

A Dra. Aline Correa de Sousa, te agradeço pelo carinho e palavras de ânimo;

Aos meus colegas de mestrado pela cumplicidade em manterem-se firmes no transcorrer da jornada, em especial a Nayandra Carvalho pelas reuniões de estudos e conhecimento compartilhados;

E a todos que de alguma forma não citados, contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho. Deixo aqui expresso, os meus sinceros agradecimentos.

"Dedicamos a todos os que lutam em prol de um mundo melhor, e de todos aqueles que viveram e lutaram para que hoje pudéssemos estar aqui". - **Texto** *Judaico.*

RESUMO

O objetivo deste trabalho foi avaliar a influência da memória do estoque total de água no solo, no escoamento superficial e profundo e na dinâmica do lençol freático, avaliando representações da variação sazonal e interanual do estoque de água por meio de simulações acerca de um sistema integrado solo-aquífero, utilizando os modelos Noah-MP e o SIMple Groundwater Model (SIMGM), na área de estudo localizada na Reserva Cuieiras, no km 34 da ZF-2. Ambos os modelos foram utilizados no modo offline (desacoplado do modelo atmosférico), o que significa que este tipo de estudo não incorpora os processos de feedbacks que possam ocorrer em consequência dos fluxos de superfície. Adicionalmente, avaliou-se a sensibilidade do estoque de água às condições de fronteira inferior do modelo, considerando os fluxos de interação por drenagem livre e por efeito de capilaridade. Os resultados obtidos neste estudo foram: o conjunto de dados global de reanálise, obtidos a partir do ERA-5 apresentou boa concordância com dados observados adquiridos na área de estudo; a calibração do modelo Noah-MP com os parâmetros do solo da área de estudo permitiu a determinação da umidade do solo bem ajustada para as camadas superficiais; a interação soloaquífero na camada de base do modelo favoreceu o umedecimento em camadas superiores do solo, aumentando de acordo com o aumento do conteúdo de microporosidade do solo; a inclusão do aquífero no modelo Noah-MP, possibilitou a simulação das anomalias de estoque de água no sistema soloaquífero para os anos climáticos extremos; por fim verificou-se que, o efeito da drenagem livre favoreceu a perda de água ou "secamento" das camadas superiores do solo mantendo o nível do estoque de água do aquífero, enquanto que a inclusão do efeito do fluxo ascensional por capilaridade resultou no movimento da água, ao longo do perfil de solo, no sentido contrário.

Palavras-chave: Modelo de superfície, Noah-MP, Estoque total de água, Variabilidade sazonal e interanual, Amazônia Central.

ABSTRACT

The main objective of this work was to evaluate the influence of the total water storage memory of the soil, of the water flow, both surface and deep, and at the groundwater dynamics, evaluating representations of seasonal and interannual water storage variation through simulations of an integrated soil-aquifer system, using the Noah-MP and SIMple Groundwater Model (SIMGM) models, at the study field located at Reserva Cuieiras, km 34 of ZF-2. The sensitivity of the water storage to the lower boundary conditions of the model was also evaluated, considering the interaction flows by free drainage and by capillary effect. The results obtained in this study were: ERA5 reanalysis data are close to the data acquired in the study field; by calibrating the Noah-MP model with the soil parameters of the study field allowed the determination of a well-adjusted soil moisture for the superficial layers; soil-aquifer interaction in the base layer of the model favored moistening in upper soil layers, increasing as soil microporosity increased; by including the aquifer in the NOAH-MP model, it was possible to simulate the water storage anomalies in the soil-aquifer system for extreme weather years; finally, the effect of free drainage favors the drying of the soil layers while maintaining the level of the aquifer water supply, while the inclusion of the upward flow by capillarity effect is in the opposite direction.

Keywords: Surface model, Noah-MP, total water storage, interannual variability, Central Amazonia.

	,	
CII	MAR	n
00		

LISTA DE FIGURAS	XI
LISTA DE TABELASX	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURASX	(IV
LISTA DE SÍMBOLOSX	VI
1. INTRODUÇÃO	1
2.OBJETIVOS	4
2.1. GERAL	4
2.2. ESPECÍFICOS	. 4
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
3.1. Cheias e Secas na região Amazônica	. 5
3.2. Ciclo hidrológico e água subterrânea	6
3.3. Efeito Memória	. 7
3.4. Modelo de superficie terrestre/Escoamento superficial e profundo	9
4. METODOLOGIA	11
4.1. Area de estudo	11
4.2. Bases de dados/Dados de entrada do Modelo Noah-MP	14
4.3. Modelo Noan-MP / Conliguração do modelo	10
4.4. Simulações de sensibilidade do Modelo Noan-MF	20
4.5.1. Análise gráfica por diagrama de caixa	22
	24
5.1 Intercomparação de bases de dados ERA5 e I BA	24 25
5.1.1. Temperatura do ar a 2 m (Tar).	26
5.1.2. Umidade Relativa (UR)	28
5.1.3. Componentes de radiação incidente: Ondas Curtas (ROC)	е
Longas (ROL)	30
5.1.4. Velocidade do vento (V)	34
5.1.5. Precipitação. 5.2. Aiuste e validação do Noah-MP	30
5.2.1 Verificação da umidade do solo	41
5.2.2. Nível do lencol freático	45
5.2.3. Análise do Balanço de Energia à superfície	49
5.3. Análise de sensibilidade a incorporação do aquífero	53
5.3.1. Estoque de água total: comparação Noah-MP+SIMGM GRACE	е 52
5.3.2. Estoque de água total e nível do lençol freático	56

5.3.3. Variação da recarga, escoamento de base e estoque de água aquífero	a no 62
5.4. Análise do efeito memória do estoque de água: condições extremas	64
5.4.1. Cheia de 2006-2007	64
5.4.2. Seca de 2015-2016	67
6. DISCUSSÕES	. 70
7. CONCLUSÕES	72
REFERÊNCIAS	. 74
ANEXO 1	. 88

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Ilustração do efeito memória: propagação da precipitação através de um perfil continental. Fonte: Adaptado de Entekhabi *et al.* (1996).

Figura 2 - Localização da Bacia do Rio Cuieiras e mapa da área de estudo. Fonte: Coordenação de Pesquisas Hidrológicas – CPH/LBA/INPA.

Figura 3 – Esquemas da dinâmica dos fluxos de radiação de onda curta e longa incidente, para os fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE), profundidade da camada de solo e o aquífero e a inclusão da fração de microcapilaridade (Adaptação Niu *et al.*, 2011).

Figura 4 - Estrutura gráfica do diagrama de caixa *com* disposição vertical.

Figura 5 - Variação sazonal da temperatura média do ar dos dados observados da ZF2 (a) e na reanálise ERA5 (b) juntamente com as estatísticas apresentadas nos *boxplots*. Os pontos na cor vermelha nos gráficos *boxplot* indicam os valores médios. Variação interanual de Tar-ERA5 e Tar-ZF2 (c). Dispersão dos dados Tar-ZF2 x Tar-ERA5 (d). A análise é referente ao período de 2002 a 2010.

Figura 6- Como na Figura 5, porém para a umidade relativa do ar.

Figura 7 - Como na Figura 5, porém para a Radiação de Onda Curta Incidente.

Figura 8 - Como na Figura 5, porém para a Radiação de Onda Longa Incidente.

Figura 9 - Como na Figura 5, porém para a velocidade do vento.

Figura 10 - Variabilidade sazonal da Temperatura média do ar dos dados observados da Reserva Florestal Adolpho Ducke (a) e da Reanálise ERA5 (b). Os pontos na cor vermelha nos gráficos *boxplot* indicam os valores médios.

Variabilidade interanual da Precipitação pluviométrica acumulada (c) Gráfico de dispersão ZF2 x ERA5 (d). Os dados referem-se ao período de 1979 a 2014.

Figura 11- Séries de conteúdo volumétrico de água no solo para as camadas a) 0 – 10cm, b)10 - 40cm, c) 40 - 100cm e d) 100 - 200cm.

Figura 12- Esquema de localização dos piezômetros na seção topográfica da Bacia do Rio Cuieiras e distância em relação ao curso d'água (em m). Elaboração: Oliveira e Bastos, 2019.

Figura 13- Séries temporais de nível do lençol freático medidos nos piezômetros T10, T12 e T13, e simulados pelo modelo Noah-MP.

Figura 14 - Série de anomalias de estoque total de água continental (mm) na Amazônia Central, comparados às variações dos dados GRACE e do modelo Noah-MP+SIMGM.

Figura 15 – Conteúdo volumétrico de água no solo para período 1990 a 2018 na a) escala interanual e b) média sazonal.

Figura 16- Estoque de água no solo para a escala sazonal e interanual.

Figura 17- Nível do lençol freático em escala sazonal e interanual.

Figura 18 – Climatologia dos fluxos médios diários de recarga (Q), e escoamento de base (R_{sb}), juntamente com a taxa de variação diária do estoque de água no aquífero ($\frac{dWa}{dt}$).

Figura 19- Variação do estoque de água no solo e no aquífero durante o período de junho de 2006 a junho de 2007.

Figura 20 – Variação do estoque de água no solo e no aquífero durante o período de ocorrência do evento *El Niño* (2015-2016).

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Simulação de sensibilidade incorporando o parâmetro f_{mic} que regula a fração do conteúdo de microporos no solo.

Tabela 2- Índices estatísticos utilizados para analise individual (indicados com*) das bases de dados e, também na comparação entre os dados de reanalise (ERA5) e os observados (OBS: ZF2 e RFAD).

Tabela 3- Análises estatísticas e indicadores para a comparação do desempenho do modelo Noah-MP. Em que, n é o número de pares de dados; x_model é o valor estimado pelo modelo, x_obs é o valor da variável observada; x^- é a média dos valores observados/modelados. (em anexo).

Tabela 4- Índices estatísticos das séries de dados observada (Tar-ZF2) e da reanálise ERA5, para o período de 2002-2010 ¹: Média (M), Desvio Padrão (σ²), Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM), Coeficiente de Correlação (r) e Viés.

Tabela 5- Variação média sazonal do Índice de área foliar (LAI), obtida a partir dos dados do sensor MODIS para a área de estudo.

Tabela 6- Valores dos parâmetros do solo adotados nas simulações com o modelo Noah-MP.

Tabela 7 – Índices estatísticos para umidade no solo no modelo Noah-MP.

Tabela 8- Índices estatísticos para nível do lençol freático no modelo Noah-MP.

Tabela 9- Componentes do balanço de energia à superfície médios anuais e por estação seca e chuvosa, determinados nos dados da K34, ERA5 e Noah-MP, no período de 2002 a 2006.

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

Am	- Amazonas
AmW	-Clima quente e úmido
CLIAMB	- Programa de Pós Graduação em Clima e Ambiente
CLM	-Community Land Model
Cmic	-Fração de conteúdo de microporos
Correl	- Correlação
СРН	-Coordenação de Pesquisas Hidrológicas
CSR	-Centro de Pesquisas Espaciais
Dpmo	-Desvio padrão do modelo
Dpob	-Desvio padrão das observações
ECMWF	-European Centre for Medium Range Weather Forecasts
GRACE	-Gravity Recovery and Climate Experiment
INPA	-Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia
LAI	-Índice de área foliar
LBA	-The Large Scale Atmosphere-Biosphere Experiment in Amazônia
LSM	-Land Surface Model
Med_mod	-Média do modelo
Med_obs	-Média das observações
MODIS	-Moderate Resolution Imaging Spectro-Radiometer

Noah-MP - Noah – Modelo de superfície terrestre com opções de multiparametrizações

Opt - Opção

Raiz_er_q_med - raiz do erro quadrático médio

RFAD	-Reserva Fl	orestal Ado	olpho Ducke

- SIMGM -Simple Groundwater Model
- Ta -Temperatura do ar em (°C)
- Ur -Umidade relativa do ar
- V -Velocidade do vento
- Ur -Umidade relativa do ar
- ROL -Radiação Incidente de Ondas Longas
- ROC -Radiação Incidente de Ondas Curtas

LISTA DE SÍMBOLOS

- b Inclinação da curva de retenção
- θ_s Porosidade
- K_s Condutividade hidráulica saturada
- D_s Difusividade hidráulica à saturação
- θ_r Conteúdo residual de água no solo
- θ_{cc} Potencial de água à saturação
- Ψ_s Potencial de água à saturação
- θ_{pmc} Ponto de murcha
- Rsb Escoamento de base
- R_{sf} Escoamento de superfície
- F_{sat} Fração de área saturada
- *Q* Taxa de recarga
- f_mic Fração do conteúdo de microporos

1. INTRODUÇÃO

A dinâmica da água armazenada no sistema subterrâneo está associada às interações que ocorrem no sistema terra-atmosfera, sendo fundamental no ciclo hidrológico terrestre. Na Amazônia, a presença da floresta tropical, além da estrutura do solo, cria um sistema eficiente que favorece a infiltração da água armazenada ao longo do perfil do solo. A água armazenada no sistema subterrâneo, na porção não saturada do solo, é regulada pelos fluxos que drenam das camadas superficiais para o aquífero, em taxas distintas no espaço e tempo (Guedes et al., 2013). As características desse ecossistema, juntamente com o relevo e a estrutura do solo, favorecem o armazenamento de água no solo e o reabastecimento do estoque de água subterrâneo durante o período chuvoso da região, sustentando os rios, as planícies de inundação e áreas úmidas durante a estação seca (Lesack, 1993, Tomasella et al., 2008). A variabilidade do estoque de água no solo está relacionada ao conteúdo de água que no sistema terrestre amazônico pode funcionar como regulador de cheias e vazantes associadas à extremos do clima (Zeng et al., 2008; Guedes et al., 2013).

O efeito de memória hidrológica do solo (*hydrological memory*, em inglês) foi documentado por Tomasella *et al.*, 2008, ao mostrar a influência do efeito nas componentes de armazenamento de água no solo e no aquífero, esta "memória hidrológica" atua na escala de variabilidade sazonal dos fluxos hidrológicos. Outros trabalhos indicam que a memória da água no sistema subterrâneo afeta o teor de umidade na zona não saturada do solo, e no fluxo de água trocado com a atmosfera através da evapotranspiração, que são componentes relevantes para compreender a variabilidade do clima na região (Tomasella *et al.*, 2008; Fan *et al.*, 2010; Miguez-Macho e Fan *et al.*, 2012; Getirana *et al.*, 2014; Broedel *et al.*, 2017; Martinez, 2016; Martinez et al., 2019). Além disso, a variabilidade interanual e decenal do estoque de água no solo indica que este efeito também regula a variabilidade de longo prazo do nível do lençol freático, como mostrado por Pfeffer *et al.*, 2014, ao avaliar a influência da seca de 2005 nas condições hidrológicas na região central que persistiram até 2007.

Os estudos com modelo de balanço hídrico simplificado na escala da bacia Amazônica, mostram que a dinâmica da água estocada no continente (considerando a zona saturada e não saturada do solo) possuem relevância no balanço hídrico e na variabilidade dos fluxos, tanto em escala interanual quanto em escala decenal (Zeng *et al.*, 2008; Guedes *et al.*, 2013).

A representação desse efeito memória na componente da superfície nos modelos climáticos já vem sendo avaliada em diversos estudos na América do Sul, incluindo a porção sul da bacia amazônica, a bacia ocidental do Prata e o nordeste do Brasil (Fan e Miguez-Macho, 2010; Fan *et al.* 2013). Nestes estudos, um esquema de água subterrânea foi implementado no modelo de superfície terrestre Noah-MP (Niu *et. al.*, 2007), o que tornou possível avaliar o efeito da presença de um aquífero, representado de forma explícita, na simulação da umidade do solo e da evapotranspiração nestas regiões. Miguez-Macho e Fan (2012b) mostraram que a profundidade do lençol freático pode variar de 30 até 2 m em escala local, apresentando possibilidade de influenciar a variação dos fluxos em escala sazonal.

Diversos estudos incluíram explicitamente os processos de armazenamento de água nas camadas mais profundas do solo, utilizando a representação das interações da dinâmica da água no solo, em esquemas biofísicos da superfície terrestre que foram aplicados em toda bacia Amazônica (Fan e Miguez Macho, 2007; Niu et al., 2007) e também na região central da Amazônia (Fan e Miguez-Macho, 2010; Broedel et al., 2017). Nestes modelos, os autores incluíram o papel do reservatório subterrâneo de água e suas interações com a dinâmica dos fluxos de água no solo que mais tarde também foram incorporadas em um modelo climático. Miguez-Macho et al., 2007, mostraram que o papel do reservatório de água subterrânea é como um regulador da umidade do solo em escalas continentais, entre outros estudos que concluíram que a incorporação de um aquífero "raso" altera a dinâmica da umidade do solo e os fluxos à superfície por meio da evapotranspiração. Concluindo, portanto, que a incorporação do lençol freático na maioria dos modelos não consegue representar, de forma realista, a distribuição espacial, influenciando no efeito memória do estoque de água no solo e em outros componentes do balanço hídrico e da recarga do aquífero.

2

Portanto, entender qual a influência de eventos climáticos na variabilidade no estoque de água terrestre e sua inércia nos fluxos superficiais e subterrâneos é fundamental para a previsibilidade da variabilidade hidrológica na região Amazônica, e para verificar se a condição explícita de um esquema de aquífero melhora a representação desses processos nos modelos de superfície terrestre. Desta forma, considerar o sistema hidrológico profundo (meio saturado) e a dinâmica da água no solo (não saturado), parametrizados explicitamente em um modelo de superfície continental, juntamente com propriedades físicas representativas de todo o perfil solo, é fundamental para o melhoramento da representação da variabilidade hidrológica em resposta a alterações no clima, em especial na Amazônia. Ao mesmo tempo, ajustes de parâmetros e validações dos processos representados no modelo permite a quantificação dos erros sistemáticos nas variáveis chaves do sistema hidrológico na Amazônia, e a determinação da destreza dos modelos permite a redução de incertezas na aplicação de tais modelos a estudos de impactos associados à variabilidade do clima.

Desta forma, este trabalho teve como finalidade analisar a variabilidade do estoque de água no solo e sua influência na vazão e dinâmica do lençol freático em uma área de floresta tropical na Amazônia Central. Para isso, foi avaliado a incorporação de uma parametrização de aquífero explícita em um modelo biofísico. Além disso, a dinâmica da água no solo foi analisada em termos de sua influência na regulação da vazão em condições climáticas anômalas. Adicionalmente, foi avaliada a representação dos processos físicos pelo modelo em relação aos principais componentes do balanço de água continental, tais como, estoque de água no solo, recarga do aquífero e nível do lençol freático.

2. OBJETIVOS

2.1. GERAL

Avaliar a influência da memória do estoque total de água no solo, no escoamento superficial e profundo e na dinâmica do lençol freático, em escala interanual, considerando um aquífero explicitamente representado para diferentes parâmetros na mesma física.

2.2. ESPECÍFICOS

- Configurar, ajustar e validar um modelo de superfície unidimensional que contemple a representação explícita do aquífero para um ecossistema de floresta tropical na Amazônia Central quanto aos componentes do balanço hídrico do solo, considerando dados observacionais de uma área experimental;
- II. Avaliar o quanto a incorporação de um modelo de aquífero explícito influenciará nas componentes do balanço hídrico do solo e sua variabilidade em escala sazonal e interanual e a dinâmica dos fluxos de interação do sistema solo-aquífero.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesta seção apresenta estudos sobre a variabilidade do estoque de água no solo, abordando o processo dos eventos extremos da bacia Amazônica, ciclo hidrológico, escoamento superficial e profundo, efeito memória da água no solo e o desenvolvimento dos modelos de superfície terrestre com a incorporação do esquema de confinamento de aquífero.

3.1. Cheias e Secas na região Amazônica

Cheias e secas na Amazônia são eventos extremos climáticos que podem afetar consideravelmente toda a população e ecossistema da região (Marengo *et al.*, 2018). De acordo com Marengo e Espinoza (2016), Barichivich *et al.* (2018) e Espinoza (2019), tais eventos vêm ocorrendo com maior frequência e intensidade. Somente nas duas últimas décadas foram observados três grandes eventos de seca, nos anos de 2005, 2010 (Marengo e Espinoza, 2016), e quatro grandes eventos de cheia, nos anos de 2009, 2012, 2014 (Sena *et al.*, 2012, Espinoza *et al.*, 2013, 2014; Satyamurty *et al.*, 2013).

Secas muito intensas podem ser prejudiciais para a questão da resiliência da floresta (Nepstad *et al.*, 1994; Markewitz *et al.*, 2010), uma vez que o aumento de queimadas resultante também se torna um problema adicional para o clima da região (Aragão *et al.*, 2018). A maioria das secas ocorrem devido ao efeito do *El Niño* no oceano Pacífico central e leste (Tomasella *et al.*, 2011; 2013; Marengo e Espinoza, 2016). Porém o oceano Atlântico norte também pode influenciar os padrões de chuva na Amazônia, reduzindo-a drasticamente, quando suas águas encontram-se mais aquecidas (Souza, 2000; Marengo *et al.* 2008).

Por outro lado, a severidade das cheias também vem sendo destacada na literatura (Barichivich *et al.*, 2018), devido ao aumento de eventos em curto período de tempo (agora a cada quatro anos em média - Barichivich *et al.*, 2018) e aumento em suas intensidades, capaz de ocasionar uma provável

intensificação do ciclo hidrológico, como comentado por Gloor *et al.*, 2013. Essa intensificação é decorrente de alterações nos padrões de circulação global, que modificam a precipitação na Amazônia, principalmente nas partes central e norte da bacia.

Marengo *et al.* (2018) mostrou que as oscilações de extremos podem ser "fatais" para a floresta, e alterar o clima da região. Contudo, a floresta Amazônica com seu sistema radicular profundo acessa grande conteúdo volumétrico de água no solo, mesmo durante a época seca. Essa condição, mantém e até amplia o processo de perda por transpiração que funciona como fonte de umidade para atmosfera. Essa fonte de umidade pode ser fortemente alterada se o desmatamento da região continuar a avançar, o que implica em uma completa perda dos mecanismos de recirculação da água no sistema continenteatmosfera sobre a Amazônia. Portanto, segundo Arraut *et. al.*, (2012) as trocas de umidade entre a floreta e a atmosfera irá diminuir.

3.2. Ciclo hidrológico e água subterrânea

A bacia hidrográfica possui função fundamental na regulação do ciclo hidrológico, transformando o volume de entrada concentrado no tempo (precipitação) em volume de saída bem distribuído no tempo (escoamento) (Tucci, 2002). A velocidade da transferência da entrada até a saída é diretamente influenciada pelas características físicas e pelo uso e cobertura do solo da bacia. A cobertura florestal em uma bacia hidrográfica pode ser considerada como um agente indutor de estabilidade do ecossistema exercendo efeito regulador no ciclo hidrológico via mecanismos de retroalimentação (Trancoso, 2006). A utilização da bacia hidrográfica como objeto de estudo com aplicação de modelos hidrológicos, busca representar a parte terrestre do ciclo hidrológico, o armazenamento do conteúdo de água no solo e a sua variabilidade climática, entre outros processos que podem ser observados.

Além disso, água subterrânea que existe no planeta teve sua origem através do ciclo hidrológico, ou seja, houve a circulação da água no sistema, tendo como retorno para os oceanos de modo superficial e subterrâneo. O tal

6

sistema onde ocorre estes processos é representado pelo solo, subsolo pelo tipo e densidade da cobertura vegetal e na atmosfera e superfícies líquidas por elementos e fatores climáticos, como temperatura, precipitação, umidade relativa do ar, velocidade e direção do vento, entre outros (Feitosa *et al.*, 2008).

E estes componentes são importantes no ciclo hidrológico, pois ocorre as interações com atmosfera e com processos hidrológicos do solo. A incorporação da água subterrânea em modelos de superfície terrestre (LSMs) melhora notavelmente, e possivelmente a observação destes componentes (por exemplo, escoamento superficial e profundo do solo, evapotranspiração, entre outros) na superfície terrestre.

3.3. Efeito Memória

Segundo Tomasella *et al.*, 2008, o comportamento das águas profundas e da zona não saturada ao longo do perfil vertical do solo e consequentemente sobre o efeito memória, ao mostrar a influência nos componentes de armazenamento de água no solo e no aquífero, esta memória atua em escala de variabilidade dos fluxos hidrológicos de uma estação para outra. Além disto, Guedes (2010), deve-se observar a relação do mecanismo de retroalimentação, no período sazonal da região, podendo ter perturbação no estoque de água no solo, principalmente quando ocorre os eventos extremos de pequena e larga escala.

A ilustração do efeito memória é apresentada na Figura 1, seguindo a linha tracejada de cima para baixo, percebe-se que um pulso iniciado pela precipitação se propaga através dos componentes hidrológicos no sentido das camadas mais profundas do solo. Os efeitos da perturbação inicial da precipitação se propagam pelas camadas do solo, e afetam todos os componentes continentais do ciclo hidrológico em escala de tempo, funcionando como memória hidrológica (Guedes, 2010). Devido as propriedades do solo, a memória hidrológica é maior que o ciclo de vida dos processos atmosféricos.

Assim, os efeitos de uma perturbação atmosférica podem persistir por bastante tempo através dos processos dependentes da umidade do solo.





Pode-se concluir que o feedback do ciclo hidrológico, que possui a mesma maneira que houve uma transferência de anomalia climática para os processos do solo desde a superfície para as camadas mais profundas do solo, é possível que essa propagação funcione de maneira inversa, das camadas mais profundas para a superfície, por meio do suprimento de umidade do solo.

Este tipo de análise indica que as consequências para um estoque baixo de água no solo contribui para aumentar a possibilidade de ocorrência de estresse hídrico nas plantas, particularmente na estação seca, uma vez que o suprimento de umidade proveniente do solo, devido às chuvas ocorridas anteriormente, ficam armazenadas solo, porém ocorre a perda por evapotranspiração para a superfície e até mesmo para a recarga do aquífero, havendo a drenagem livre, e acarretando menor taxa de extração de água pelas raízes das plantas, quando por fim ocorres eventos extremos, dificultando a dinâmica da água no solo.

3.4. Modelo de superfície terrestre/Escoamento superficial e profundo

A simplicidade dos modelos de superfície terrestre em representar a água do solo e a evaporação foi melhorada na segunda geração de modelos (*Big-leaf*), com a implantação do balanço de água em termos da coluna de solo unidimensional. Muitos modelos de superfície terrestre ainda estão enraizados nesses esquemas, onde apenas a camada superficial do solo e os processos físicos são resolvidos. Embora muito esforço tenha sido feito para melhorar a representação da vegetação, da cobertura do solo e da evapotranspiração (*ET*), a formulação do transporte de água no solo, geralmente permanece simplista. Além disso, os modelos de superfície terrestre são utilizados para estimar e avaliar o papel do armazenamento e fluxos de água no solo e nas águas superficiais e profundas, além de avaliar e investigar os aspectos dos processos do balanço hídrico, balanço de energia e fluxos. A parte hidrológica do solo é tipicamente representada como uma coleção de colunas verticais separadas e limitadas a uma profundidade tipicamente de 2m.

Devido algumas incertezas sobre as águas superficiais e profundas, o recurso hídrico subterrâneo, vem sendo de fundamental importância para o desenvolvimento de modelos e alterações nas físicas para auxiliar no conhecimento e nas simulações, possibilitando a previsão dos processos e interações entre a superfície e atmosfera.

Muitos modelos de superfície evoluíram, mas alguns ainda utilizam uma condição de drenagem livre como condição de contorno inferior do solo. Isso significa que o escoamento de água na base da coluna do solo é interpretado como drenagem de água subterrânea e determinada pelo tipo de solo, não sendo dependente da presença do aquífero. A ausência de um reservatório de água subterrânea nos modelos de superfície foi contornada recentemente com a

incorporação de um esquema de aquífero não confinado acoplado dinamicamente ao armazenamento superficial (Miguez-Macho e Fan, 2012).

Miguez-Macho e Fan (2012), a avaliação do papel das águas subterrâneas modulação sazonal da umidade do solo na е da evapotranspiração, seus resultados apresentaram que a presença da água subterrânea no modelo fez pouca ou nenhuma diferença para a ET na Amazônia Central, onde a sazonalidade é pequena, sendo justificada que isto ocorre pois a coluna de solo de 4 m utilizadas no modelo Noah-MP, tem capacidade de armazenar água no solo e um efeito memoria associado para lidar com a estação de seca da região central, pois é mais curta. Esta afirmação é restrita a escala sazonal, mas é esperado que em escalas de maior variabilidade (interanual e decenal), a inércia continental relativa ao estoque de água seja mais importante, conforme apontado por Guedes, 2010. Desta forma, o reservatório de água subterrânea pode ser um importante regulador do ciclo hidrológico da Amazônia, mais não apenas em escala sazonal, como também em escalas mais longas de tempo.

4. METODOLOGIA

4.1. Área de estudo

Este estudo foi desenvolvido na Reserva Biológica do Cuieiras, a bacia do Rio Cuieiras (Figura 2), a qual é uma área gerenciada pelo Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) e está situada a 80 km ao norte de Manaus, as coordenadas geográficas da área são aproximadamente: latitude 2°35'21,08" S e longitude de 60°06'53,63''W, no km 34 da estrada vicinal da ZF-2 (Tomasella et al., 2008) que se inicia no km 50 da Rodovia BR-174 (Manaus-Boa Vista). A microbacia do Igarapé Asu 2, abrange uma área aproximadamente de 6,6 km2 e faz parte da Bacia do Rio Cuieiras, afluente do Rio Negro (Monteiro et al., 2013). E refere-se a uma área de floresta tropical úmida não perturbada. Neste local possui um sítio experimental do Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia (LBA); que desde 1999 são realizadas medidas das variáveis meteorológicas em uma torre de 54 metros (K34) (detalhes em Araújo et al., 2002). Além disso, medidas do conteúdo de água no solo, entre 0,0 a 14 m de profundidade, vem sendo realizadas desde 2001, através de um poço profundo próximo a torre (Tomasella, 2008; Cuartas et al., 2012; Broedel et al., 2017). Estas medidas fazem parte de estudo de hidrologia na microbacia do Igarapé Asu, na REBIO Cuieiras da Coordenação de Pesquisas Hidrológicas -CPH.

O clima da região é do tipo "Am", com classificação Koppen (Radambrasil, 1978). A temperatura média anual é de 26,7°C, apresentando respectivamente, valores médios de 23,3°C e 31,4°C para mínimas e máximas (Miranda, 2002). A precipitação anual é de cerca de 2.500 mm, sendo distribuída em duas épocas distintas do ano, a chuvosa que ocorre em novembro e maio, sendo que o mês de março é o que apresenta o maior índice pluviométrico, e a seca que ocorre entre junho e outubro, sendo agosto o mês com menor índice pluviométrico (Falesi,1971).

A região de estudo apresenta uma sequência topográfica típica caracterizada por platô, vertente e baixio (Bravard e Righi, 1989) com diferença

de altura máxima de 60 m, além disso a característica da reserva é de floresta primária, a topografia do terreno consiste em terra firme com declives moderados, áreas alagadas (igarapé) cuja diferença de elevação entre elas pode atingir de 30 a 45 metros (Higuchi *et al.*, 1998). De acordo com Ferraz *et al.*, 1998, as características do solo na bacia do rio Cuieiras apresentam as seguintes texturas: argilosa na área do platô, nas encostas, variando de argiloarenoso próximos ao platô e areno-argiloso no baixio, o solo na área de baixio, constituem de textura arenosa. Na área dos transectos foram classificadas em três tipos: Latossolo Amareno (platô); Podzólicos Vermelho-Amarelo nas encostas e Arenossolos hidromórficos no baixio.

A microbacia do Cuieiras possui grande importância pois é referência em estudos relacionados a água, floresta e clima na região Central (Luizão, 1995; Higuchi *et al.*, 1998; Luizão *et al.*, 2004; Carneiro *et al.*, 2005; Marques *et al.*, 2005; Ferreira *et al.*, 2006; Cuartas, 2008; Tomasella *et al.*, 2008; Monteiro *et al.*, 2013; Marques *et al.*, 2015; Broedel *et al.*, 2017).

Para complementação de informações neste estudo utilizou-se dados referente a medidas meteorológicas realizadas na Estação Climatológica da Reserva Florestal Adolpho Ducke (RFAD) e localizada a cerca de 50 km a sudeste da área de estudo, no km 26 da rodovia AM-010 (Manaus – Itacoatiara). Que apresenta clima similar e uma cobertura de floresta tropical de 100 km2, a 30 km do centro da cidade de Manaus - Amazonas, Brasil; sendo gerenciado pelo Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia - INPA e vem sendo pressionada pelo avanço da urbanização (Ferreira *et. al.*, 2012).



Figura 2: Localização da Bacia do Rio Cuieiras e mapa da área de estudo. Fonte: Coordenação de Pesquisas Hidrológicas – CPH / LBA / INPA.

4.2. Bases de dados/Dados de entrada do Modelo Noah-MP

Os dados utilizados neste trabalho, foram fornecidos pela torre de monitoramento meteorológico-K34, entre o período de 2003 a 2010, estas medições disponíveis foram utilizadas para validar as forçantes aplicadas nas simulações com o modelo de superfície terrestre Noah-MP que incluem: temperatura do ar (T, °C) (medida com o termohigrômetro Vaisala em 51,10 metros), velocidade horizontal do vento (U e V m s-1) (medido com anemômetro de copo Vector em 51,45 metros), umidade relativa (RH, %) (medida com o termohigrômetro Vaisala em 51,10 metros), radiação de onda curta incidente (Sin, $W m^{-2}$) (medida com o piranômetro Kipp e Zonen em 44,60 metros), radiação de onda longa emitida (*Lin*, *W* m⁻²) (medida com o piranômetro Kipp e Zonen em 44,60 metros), pressão atmosférica (Pa) (medido com sensor Vaisala PTB100A em 32,45 metros), precipitação (P, mm) (medido com pluviômetro em 51,35 metros). Os dados do saldo de radiação (Rn) também foram utilizados no período de 2002 a 2006 (obtidos pelo balanço entre Sin, Sout, Lin e Lout). As medidas de fluxo de energia por calor latente (*LE*, $W m^{-2}$) e calor sensível (*H*, *W*) m^{-2}). Detalhes da instrumentação utilizada nas medidas dessas variáveis são encontrados em Araújo et. al. (2002) e Tóta et al. (2012).

Para os dados de umidade do solo, foram utilizados através de dados obtidos pela sonda de nêutrons de três pontos na área de platô, e abrangeram desde de 20 a 480 cm de profundidade do solo, com medidas semanais para o período de 2002 a 2006. Detalhes sobre esses dados podem ser encontrados em (Cuartas, 2008, Broedel, 2012). E para a calibração do modelo Noah-MP foram considerados a média das medidas destes três pontos para o mesmo período.

As medidas de nível do lençol freático foram obtidas dos dados de poços piezométricos, distribuídos ao longo da seção hidrológica da microbacia do igarapé Asu 2 com frequência quinzenal dos dados para o período de 2002 a 2006, cedidos pela Coordenação de Monitoramento Hidrológico - CPH /LBA.

A reanálise do projeto ERA Interim do ECMWF é uma ampliação do projeto Era-40 (UPPALA et al., 2005) com alguns avanços na assimilação de dados, no uso de observações e na melhoria física do modelo. A descrição da resolução espacial deste produto é de 1,5° x 1,5° de latitude e longitude. As reanálises foram utilizadas como condições de contorno e iniciais para as simulações do Era5/Noah-MP.

Adicionalmente, as variáveis meteorológicas de entrada para o modelo Noah-MP são: temperatura do ar (°C), velocidade e direção do vento (*m/s*), umidade relativa (%), radiação de onda curta incidente (*W/m*²), radiação de onda longa incidente (*W/m*²), pressão atmosférica (*Pa*), umidade específica (*kg/kg*) e precipitação (*mm*) da reanálise ERA5, acessados a partir do banco de dados Copernicus, obtidos com frequência temporal horária, para o período de 1990 a 2018. Detalhes sobre as variáveis podem ser obtidos na plataforma Copernicus (Copernicus, 2017). Estes dados foram validados com as medidas disponíveis no sítio experimental da Reserva Biológica do rio do Cuieiras e depois utilizados no forçamento das simulações com o modelo Noah-MP. Na seção de resultados são apresentadas as argumentações e análises estatísticas que nortearam a escolha da base de dados ERA5.

A análise das forçantes ERA5 ainda inclui dados de precipitação representados pelos totais mensais obtidos da Estação Climatológica da Reserva Florestal Adolpho Ducke, em que é considerado o período de 1990 a 2018. As análises se baseiam em índices estatísticos que indicam o grau de ajuste e aderência dos dados ERA5 as respectivas observações. Os índices utilizados e os resultados das análises são apresentados nas próximas seções.

Por fim, fez-se uso também dos dados de variação do estoque de água continental do projeto *GRACE* (entre o período de 2004 a 2016) (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), por meio dos quais é possível detectar e mensurar os eventos climáticos extremos na bacia, em larga escala, como cheias e secas. Neste estudo, estes dados foram utilizados na validação das estimativas da variação do estoque total de água (solo mais aquífero) simulados, durante o mesmo período, pelo modelo Noah-MP+SIMGM. A escolha dos dados de armazenamento de estoque de água do projeto *GRACE* baseou-se no fato de que já existem na literatura trabalhos como Chen *et al.,* 2010 e Guedes *et al.*,

2013, que indicam boa performance de tais dados, em estudos na bacia Amazônica.

4.3. Modelo Noah-MP / Configuração do modelo

O modelo de superfície terrestre Noah foi aprimorado do Original Noah LSM, a versão 4.0 do Noah-MP utilizada neste estudo, possui opções de multiparametrizações (Noah-MP) Niu *et al.*, 2011 e físicas desenvolvidas por Yang *et al.*, 2011. As parametrizações usadas neste estudo são opções padrão apresentadas por Yang *et al.*, (2011): escoamento baseado no *TOPMODEL*, com aquífero representado pelo SIMGM (Niu *et. al.*, 2007), resistência estomática do dossel de Ball-Berry (Ball *et al.*, 1987); fator de estresse a umidade do solo no controle da resistência estomática baseado no Noah, coeficiente de troca de calor baseado na teoria de Monin-Obukhov. O modelo também utiliza cobertura vegetal e opções de interação superfície-atmosfera com diversas combinações de esquemas para representação destes processos (Yin *et al.*, 2020). Além disso, o esquema de subgrade para o balanço de energia como os fluxos de radiação de onda curta (*Swd*) e longa incidente (*Lwd*), para os fluxos de calor sensível (*H*) e calor latente (*LE*).

O Noah-MP apresenta quatro camadas de profundidade de solo padrão em 10, 30, 60 e 100 cm. As variáveis prognósticas do modelo são: temperatura, umidade das camadas do solo, conteúdo de água no dossel, e conteúdo de água equivalente e profundidade na camada de gelo. Além disso, calcula os termos dos balanços de energia e água, onde estão incluídos os fluxos de superfície (Niu, *et al.*, 2011; Pilotto *et al.*, 2015).

O modelo foi configurado no modo "Single Point" para as coordenadas centrais na Bacia do Cuieiras representando um domínio no espaço de 30x30 km, contendo toda a microbacia. A coluna vertical foi representada por uma camada de vegetação de floresta tropical, por uma camada de solo de 2 metros de profundidade distribuída em quatro camadas de 0,10, 0,30, 0,60 e 1,0 m de profundidade, sendo que na última camada foi adicionada uma profundidade

arbitraria representando o aquífero. As equações que descreve este sistema são apresentadas, a seguir:

Segundo Niu *et al.*, 2005 no modelo Noah-MP o escoamento superficial e subterrâneo é calculado por um simples modelo de escoamento baseado em TOPMODEL. O escoamento de superfície R_{sf} é parametrizado como:

$$R_{sf} = F_{sat} p + (1 - F_{sat}) \left(0, (p - I) \right)$$
(1)

No qual p, é a intensidade da precipitação (kg m⁻² s⁻¹), sendo que a precipitação e o ponto de orvalho que atingem o solo, I é a capacidade máxima de infiltração (kg m⁻² s⁻¹) que depende tanto das propriedades quanto da umidade do solo. De acordo Niu e Yang. (2006) o *Fsat* é a fração de área saturada, sendo:

$$F_{sat} = (1 - F_{frz}) F_{max} e^{-0.5f(z_{\nabla} - z'_{bot})} + F_{frz}$$
(2)

Em que F_{frz} é uma área impermeável fracionaria em função do conteúdo da camada superficial do solo, z_{∇} é a profundidade do lençol freático (m), z'_{bot} é a profundidade da camada de base, que é de 2 m, o F_{max} é a fração potencial saturada ou máxima.

Neste estudo, são mantidos os parâmetros originais no esquema de aquífero definidos por Niu *et al.*, 2007, como $F_{max} = 0.38$ que é a média global. O *f* é o fator de decaimento padrão do modelo, sendo *f* = 6,0 utilizado como padrão no modelo. O F_{max} pode ser usado como índice de inclinação topográfica ou máxima declividade. O escoamento de base R_{sb} é parametrizado como:

$$R_{sb} = R_{sb/max} \ e^{-\Lambda - f(z_{\nabla} - z'_{bot})} \tag{3}$$

No qual o $R_{sb'}$ é o escoamento de base, sendo $R_{sb'} = 5.0x10^{-4} ms^{-1} \Lambda = 10,46$ respectivamente ambos possuem valores de média global baseados nos testes de sensibilidade de Niu *et al.*, 2011. Para o aquífero sem confinamento foi adicionado a troca de água entre o solo e o aquífero, esta variação temporal da água armazenada no aquífero é $W_a(mm)$:

$$\frac{dWa}{dt} = Q - R_{sb} \tag{4}$$

Em que o Q é a taxa de recarga (mm s⁻¹) quando a água entra no aquífero. Sendo:

$$Q = -K_{bot} \frac{-z_{\nabla} - (f_{mic}\Psi_{bot} - Z_{bot})}{z_{\nabla} - z_{bot}}$$
(5)

No qual o K_{bot} é a condutividade hidráulica da camada inferior ($mm \text{ s}^{-1}$). O Ψ_{bot} e o Z_{bot} são o potencial mátrico (mm) e condutividade hidráulica da camada de base do solo, respectivamente, e Z_{bot} é o ponto médio da camada com valor de 1,5 m. O f_{mic} é a fração do índice de microporos da camada inferior do solo, sendo para limitar o fluxo ascendente (dependendo do nível da estrutura do solo) na versão padrão, o valor deste índice é 0,2 Niu *et al.*, 2011.

Quando o $f_{mic} = 0,0$ (a estrutura do solo ou aquífero sem microporos a equação (5) é reduzida para drenagem livre $Q = K_{bot}$. Já o $f_{mic} = 1,0$ (a textura do solo é de microporos (Equação 6) que representa um efeito máximo da água subterrânea sobre a umidade do solo.

$$Q = K_{bot} \left(1 + \frac{\Psi_{bot}}{z_{\nabla} - z_{bot}} \right)$$
(6)

A equação pode ser interpretada como uma célula de grade do modelo em uma área fracionária $1 = f_{mic}$ tendo um máximo efeito de água subterrânea. Foi utilizado este estudo no modelo Noah-MP a OPT (opção) = 01, no qual é o esquema de escoamento de base com a drenagem livre.

Para a camada entre o aquífero e o solo as forças capilares ocorrem como consequência da tensão superficial da água interagindo com as paredes dos poros, a inclusão da fração de microcapilaridade representado pela função do *f_mic* no modelo Noah-MP, tendo suas variações simuladas representada por *cmic0* sem a presença de microporos, apenas por drenagem livre, *cmic0,2* com fração de conteúdo de microporos, *cmic0,4* com fração de conteúdo de microporos, *cmic0,8* com fração

de conteúdo de microporos e *cmic1,0* com fração de conteúdo de microporos (Figura 3).



Figura 3 – Esquema da dinâmica dos fluxos de radiação de onda curta e longa incidente, para os fluxos de calor sensível (*H*) e calor latente (*LE*), profundidade da camada de solo e o aquífero e a inclusão da fração de microcapilaridade (Adaptação de Niu *et al.*, 2011).

4.4. Simulações de sensibilidade do Modelo Noah-MP

Para avaliar a influência do aquífero nas demais componentes do balanço hidrológico, foram desenvolvidas simulações permitindo a troca de água entre o aquífero e o solo por meio de fluxos ascendentes associado ao processo de capilaridade. Esse efeito foi incorporado por meio do parâmetro f_{mic} que regula a fração do conteúdo de microporos (adimensional) presente na zona de
interação entre a camada de base do modelo e o aquífero, conhecida como "franja capilar" (Tabela 1).

Tabela 1: Simulação de sensibilidade incorporando o parâmetro f_{mic} que regula a fração do conteúdo de microporos no solo.

SIMULAÇÕES DE SENSIBILIDADE							
cmic0	sem a presença de microporos, (<i>fmic</i> =0.0)						
cmic2	fração de conteúdo de microporos 0,2 (<i>fmic</i> =0,2)						
cmic4	fração de conteúdo de microporos 0,4 (<i>fmic</i> =0,4)						
cmic6	fração de conteúdo de microporos 0,6 (<i>fmic</i> =0,6)						
cmic8	fração de conteúdo de microporos 0,8 (<i>fmic</i> =0,8)						
cmic10	fração de conteúdo de microporos 1,0 (<i>fmic</i> =1,0)						

4.5. Índices estatísticos

As análises estatísticas referentes à validação e comparação entre os dados observacionais das estações meteorológicas do sítio experimental da Reserva Biológica do rio Cuieiras, da Reserva Florestal Adolpho Ducke - RFAD e os dados ERA5 são descritas a seguir com os índices estatísticos (Guimarães, 2012) determinados segundo as expressões matemáticas dadas na Tabela 2.

 Média (M): indica a concentração dos dados de uma distribuição ou a medida de centralidade.

Mediana (Med): indica a medida de tendência central não-paramétrica.
 Dada uma amostra organizada em ordem crescente ou decrescente, o número central da amostra é a mediana, caso o número de amostra seja ímpar. Se o número de amostra for par, a mediana é a média.

c. Desvio Padrão (σ^2): indica o grau de dispersão dos dados. Quanto mais o desvio padrão tende a zero, mais homogênea é a base de dados.

d. Variância (σ): indica o grau de dispersão dos dados e é usada também para expressar o quanto estes dados desviam da média.

e. Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM): indica a acurácia dos dados.

f. Coeficiente de Correlação (r): indica o grau de ajuste entre os dados (aqui representados pela reanálise ERA5 e pelos dados observacionais obtidos na ZF2 e RFAD). Esse coeficiente varia entre 0 e 1, sendo r = 1 indicando uma relação ou ajuste perfeito, e r = 0 sem relação ou não ajuste entre os dados.

g. Viés: é determinado pela diferença entre as medidas observacionais e as equivalentes estimativas. Indica se as estimativas de uma dada variável são superestimadas ou subestimadas em relação às observações. Se o viés for positivo (viés > 0) indica que existe uma superestimativa, e se viés for negativo (viés < 0) que existe uma subestimativa. A magnitude do viés também indica o quanto a variável é superestimada ou subestimada.</p>

Tabela 2- Índices estatísticos utilizados para analise individual (indicados com*) das bases de dados e, também na comparação entre os dados de reanalise (ERA5) e os observados (OBS: ZF2 e RFAD).

N٥	Índice estatístico	Fórmula					
1	Média*	MERA5 =i=1n ERA5in					
2	Mediana*	MedERA5 =					
3	Desvio Padrão*	ERA52 =i=1n (ERA5i-M)2n					
4	Variância*	ERA5 =i=1n (ERA5i-M)2n					
5	Raiz do Erro Quadrático Médio	REQM = 1n i=1n(ERA5-OBS)2					
6	Coeficiente de correlação	r=i=1n OBSi-MOBS ERAi-ERAi=1n OBSi-M 2i=1n ERAi-MERA2					
7	Viés	viés = (MERA5-MOBS)					

Nas equações (1) a (7) da Tabela 2, né o número de amostras, ERA5 é o dado da reanálise e OBS é o dado observado das estações meteorológicas na ZF2 e RFAD.

As análises estatísticas também fazem referência aos resultados das simulações do modelo Noah-MP (X_model) e sua comparação com as observações disponíveis na área de estudo (X_obs). A análise de desempenho do modelo Noah-MP foi realizada para os fluxos de calor latente e calor sensível, umidade do solo nas camadas até 2m de profundidade, e para nível do lençol freático. Nessa avaliação foram utilizados os seguintes índices estatísticos: Média (M), Raiz do Erro Quadrático Médio (RMSE), coeficiente de correlação (r). Sendo estas apresentadas na Tabela 3, a seguir.

Tabela 3: Análises estatísticas e indicadores para a comparação do desempenho do modelo Noah-MP. Em que, N é o número de pares de dados; *x_model* é o valor estimado pelo modelo, *x_obs* é o valor da variável observada; *x*⁻é a média dos valores observados/modelados (em anexo).

4.5.1. Análise gráfica por diagrama de caixa

A análise estatística também foi explorada por meio de diagrama de caixa para avaliar e comparar a distribuição das variáveis meteorológicas tanto observadas quanto dos dados de reanálise ERA5.

O diagrama de caixa é um recurso gráfico que permite a análise visual exploratória de um conjunto de dados (Guimarães, 2012). Apresenta as medidas de tendência central não-paramétrica (mediana), de dispersão (quartis), simetria da amostra (valores pontuais mínimos e máximos) e valores atípicos ou extremos (*outliers*) (veja, Figura 3).



Figura 4- Estrutura gráfica do diagrama de caixa com disposição vertical.

Os valores máximo e mínimo (também chamados de limite superior e limite inferior, respectivamente) não consideram os *outliers*. A diferença entre o valor máximo e mínimo indica a amplitude da amostra.

Os quartis representam os percentis, de forma que o 1º quartil sinaliza o percentil 25, isto é, o valor da série em que 25% da amostra estão abaixo dele. Da mesma forma, o 2º e 3º quartis sinalizam os 50% e 75% elementos da amostra, respectivamente. A linha central (2º quartil) também indica a mediana da amostra.

O intervalo interquartílico, dado pela diferença entre o 3º e o 1º quartil, representa a dispersão dos dados, usado para medir a variabilidade da amostra, sem influência de *outliers*.

5. RESULTADOS

Nessa seção serão apresentados os resultados obtidos por meio das simulações com modelo Noah-MP. A comparação entre as forçantes climáticas referentes ao ERA-5 e medidas observacionais disponíveis da área de estudo obtidas a partir do Projeto LBA são apresentadas na seção 5.1.

Na seção 5.2, podem ser encontrados os resultados associados ao balanço hidrológico superficial e profundo comparando-se alguns componentes chave dos processos hidrológicos desde a superfície até o aquífero. Nesta análise foram utilizadas medidas de umidade do solo, profundidade do lençol freático e fluxos de calor latente e sensível.

Na seção 5.3, avaliou-se a variabilidade do estoque de água superficial e do aquífero em escalas de tempo sazonal e interanual, comparando o efeito da inclusão dos fluxos de interação solo aquífero, e avaliando a acessibilidade dessa interação em função da contribuição vertical do fluxo de água por efeito da capilaridade da microporosidade do solo.

Por fim, na seção 5.4, a influência do estoque de água do aquífero nas componentes de umidade do solo, escoamento profundo e nível do lençol freático são avaliados para condições de anos anômalos chuvosos e secos.

5.1. Intercomparação de bases de dados ERA5 e LBA

Nesta seção, são comparados os dados da reanálise do ERA5 com as medidas do sítio experimental do Rio Cuieiras (torre micrometeorológica K34). As variáveis analisadas, que incluem radiação solar (w/m²), radiação termal, temperatura e umidade do ar, além da velocidade do vento.

Para que a reanálise ERA5 fosse utilizada como forçante atmosférica nas simulações com o modelo Noah-MP sua reprodutibilidade quanto a representação dos padrões climáticos médios e de variabilidade interanual foi avaliada em comparação às medidas disponíveis na bacia do rio Cuieiras-AM. A análise comparativa considerou os dados meteorológicos em escala mensal (médias e totais mensais) e anual através dos respectivos diagramas de caixa. As variáveis de temperatura do ar (°C), Umidade Relativa do ar (%), Radiação de Ondas Curtas e Ondas Longas Incidente (*W/m²*), Velocidade do vento (*m/s*) e Precipitação pluviométrica (*mm*) do ERA5 são comparadas as respectivas medidas das estações meteorológicas na área de estudo considerando o período de 2002 a 2010. Para a precipitação foram utilizadas medidas adicionais registradas na estação climatológica da Reserva Florestal Adolpho Ducke no período de 1990 a 2014.

Os índices estatísticos foram determinados para cada variável nas duas bases de dados e o grau de correlação, ajuste, etc. entre elas avaliado. Os resultados são apresentados nas próximas seções.

5.1.1. Temperatura do ar a 2 m (Tar)

A variabilidade da temperatura do ar na reanálise ERA5 (Tar-ERA5) e nas medidas da ZF2 (Tar-ZF2) é ilustrada na Figura 5a e 5b, respectivamente. Notase um padrão de variação sazonal bastante diferente entre os conjuntos de dados para o período analisado, tanto em termos das médias quanto das variâncias (Figura 5a e 5b). De acordo com ciclo médio sazonal apresentado na Figura 5b, é possível observar que Tar-ERA5 oscila de 26°C na estação chuvosa (FMA) até 27,5°C na estação seca (ASO), enquanto os valores médios em Tar-ZF2 (Figura 5a) menores, da ordem de 25°C em FMA e 26,8°C em ASO. Em termos médios anuais os valores de Tar-ERA5 e Tar-ZF2 são 26,26 °C e 25,75 °C, respectivamente. Isso equivale a um erro médio quadrático de Tar-ERA5 da ordem de 1,07 °C mais quente que as observações (Tabela 2).

Os dados Tar-ERA5 apresentam menor variância, cerca de 0,78 °C contra 1,25 °C para Tar-ZF2. Essas diferenças acarretam um coeficiente de correlação de magnitude intermediária (0,65) e um viés de 0,51 °C (Tabela 2). Os resultados encontrados na variabilidade sazonal estão associados ao efeito da escala local. Temperaturas máximas extremas são melhor capturadas pelos dados Tar-ERA5, que as temperaturas mínimas extremas como pode-se observar nos outliers nas Figuras 5a e 5b.

Na escala interanual, a variabilidade de Tar-ERA5 mostra-se bastante diferente dos dados Tar-ZF2 (Figura 5c). Na primeira metade da série (entre 2002-2006) a variação de temperatura média anual da reanálise é divergente das observações que mostram um resfriamento mais acentuado entre 2004 e 2006. Os registros de temperaturas médias mais frias na ZF2 são marcantes até o ano de 2006, enquanto a reanálise apresenta valores normais de temperatura (Figura 5c). A ocorrência local de baixas temperaturas não é representada nos dados Tar-ERA5, como pode ser verificado na Figura 5d. Nesta Figura 5, fica evidente a falta de relação entre as bases de dados quando se observa os menores valores de temperatura de Tar-ZF2, e que para Tar-ERA5 os menores valores são em torno de 24°C. Nitidamente, fatores locais prevaleceram na

determinação da temperatura do ar neste período, que não foram contemplados na base de dados ERA5.

Uma síntese da análise estatística realizada entre os dados de cada variável é apresentada na Tabela 3. Embora Tar-ERA5 apresenta superestimativa em relação a Tar-ZF2, isto é, um viés de +0,51 °C (ver também Figura 5d), e um baixo valor da variância (+0,78 °C) verifica-se também uma razoável correlação entre as séries mensais dos dados Tar-ERA e Tar-ZF2 (r = 0,65).



Figura 5 - Variação sazonal da temperatura média do ar dos dados observados da ZF2 (a) e na reanálise ERA5 (b) juntamente com as estatísticas apresentadas nos *boxplots*. Os pontos na cor vermelha nos gráficos *boxplot* indicam os valores médios. Variação interanual de Tar-

ERA5 e Tar-ZF2 (c). Dispersão dos dados Tar-ZF2 x Tar-ERA5 (d). A análise é referente ao período de 2002 a 2010.

Tabela 4– Índices estatísticos das séries de dados observada (Tar-ZF2) e da reanálise ERA5, para o período de 2002-2010 ¹: Média (M), Desvio Padrão (σ^2), Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM), Coeficiente de Correlação (r) e Viés.

Variável Meteorológica	ZF2 ¹ /RFAD ²		ERA5		REQM	r	Viés
	М	σ²	М	σ²			
Tar (°C)¹	25,75	1,25	26,26	0,78	1,07	0,65	+0,51
UR (%) ¹	85,00	6,80	85,01	3,45	4,91	0,71	+0,01
ROC incidente (W/m ²) ¹	191,96	27,01	188,42	26,71	19,13	0,75	-3,54
ROL incidente (W/m ²) ¹	428,90	11,24	418,60	3,95	14,93	0,27	-10,3
V (m/s) ¹	1,95	0,27	1,99	0,27	0,32	0,32	+0,04
Prec (mm/dia) (1979-2014)²	7,08	4,02	8,19	3,32	2,77	0,77	+1,11

5.1.2. Umidade Relativa (UR)

As variações sazonais da umidade relativa do ar nas observações UR-ZF2 e na reanálise UR-ERA5 são mostradas nas Figuras 6a e 6b, respectivamente. Em termos do padrão médio climatológico as diferenças são bem acentuadas, particularmente nos meses mais secos. A UR-ERA5 mostrase mais úmida na estação seca, e relativamente mais seca na estação chuvosa (Figura 6b). Nos dados UR-ZF2 (UR-ERA 5) a média mensal oscila de 90% (88%) em FMA a 75% (83%) em ASO. Estas diferenças se projetam de forma clara quando se comparam as figuras a partir do período de transição da estação seca para a chuvosa.

As diferenças na variação de UR-ERA5 e UR-ZF2 na escala sazonal observados durante a estação seca e nos períodos de transição é também verificado na escala interanual em que UR-ZF2 apresenta maior variabilidade em comparação a UR-ERA-5 (Figura 6c). No diagrama de dispersão os dados ERA5 mostram-se superestimando os valores de UR para valores abaixo de 84% e subestimando para valores acima deste limiar (Figura 6d). O índice de correção é da ordem de 0,71 e o viés de 0,01% para o conjunto de dados global. As diferenças encontradas estão relacionadas a vários fatores entre eles a diferença na escala espacial de representação dos dados é determinante.



Figura 6- Como na Figura 5, porém para a umidade relativa do ar.

5.1.3. Componentes de radiação incidente: Ondas Curtas (ROC) e Longas (ROL)

A Radiação de Onda Curta Incidente (ROC Incidente) é uma forçante de grande influência no clima local, responsável por vários fenômenos meteorológicos, fortemente relacionada a temperatura e precipitação. Reflete principalmente a variabilidade da cobertura de nuvens, que difere entre as escalas local (da ZF2) e regional (ERA5) representada por cada dado analisado. Os valores de ROC incidente da reanálise ERA5 (ROC-ERA5) sofrerá a

influência de uma área com cobertura de nuvens maior, do que na escala da ZF2 (ROC-ZF2).

A Figura 7a e 7b ilustra a variação sazonal da ROC incidente para os dados observados e da reanálise, respectivamente. Altos valores de ROC incidente são observados na região da Amazônia central, com médias de ROC ~ 190 W/m² (ver Tabela 4). A maior cobertura de nuvens durante a estação chuvosa reduz o valor de ROC incidente, da mesma forma a baixa cobertura de nuvens aumenta os valores de ROC incidente na estação seca. Este padrão sazonal é capturado nos dados ROC-ERA5 ($\sigma^2 < 30 \text{ W/m}^2$). Contudo, a influência da escala, como comentado anteriormente, é mais nítida principalmente durante a estação chuvosa. Novamente nota-se a menor variabilidade sazonal nos dados ROC-ERA5.

A variabilidade interanual da ROC-ZF2 e ROC-ERA5 pode ser vista na Figura 7c. As principais diferenças na escala interanual são mostradas no início da série temporal. ROC-ZF2 apresenta valores de ROC incidente muito elevados no ano de 2002, por exemplo. Porém, nos últimos três anos da série, ROC incidente é bem ajustado entre os conjuntos de dados. A variabilidade interanual dos dados observados de radiação solar (ROC-ZF2) e de reanálise (ROC-ERA5) é apresentada na Figura 7c. Na intercomparação desses dados nota-se que as principais diferenças observadas na escala de variabilidade interanual ocorrem entre os anos de 2002 e 2006, quando os valores são maiores na série temporal. Os dados da ROC-ERA5 se aproximam em termos de valores, e apresentam variação bastante próxima à dos dados ROC-ZF2 a partir de 2007. E, portanto, nos últimos três anos da série a ROC incidente é bem ajustada entre os conjuntos de dados.

Nos dados da reanálise ERA5, a ROC de escala regional tem a média subestimada para todo o período de estudo na Amazônia central. O viés, entretanto, é baixo e de apenas -3,5 W/m². Adicionalmente as estimativas de ROC-ERA5 possuem uma boa concordância e leve dispersão com os dados ROC-ZF2 (r = 0,75) em longo prazo (Figura 7d).

31



Figura 7 - Como na Figura 5, porém para a Radiação de Onda Curta Incidente.

A disponibilidade de dados de Radiação de Onda Longa Incidente (ROL incidente) é importante para estudos climáticos de longo prazo, para a determinação do balanço de energia da superfície, e nos estudos envolvendo o conforto térmico, dentre outros. De fato, a variação de ROL incidente depende da variação e concentração de gases do efeito estufa na atmosfera, em especial o vapor d'água.

O comportamento da ROL observada (ROL-ZF2) é apresentado na Figura 8a, revela uma certa variabilidade sazonal, com médias mensais variando entre 420 e 430 W/m². Os dados de reanálise ROL-ERA5, por outro lado, apresentam menor variabilidade (Figura 8b) e uma subestimativa sistemática, com médias mensais variando de 410 a 420 W/m². Valores de σ^2 -ZF2 são aproximadamente 3 vezes maiores que σ^2 -ERA5 (Tabela 4) no período analisado. Ainda que estas diferenças sejam visíveis, percebe-se que o comportamento sazonal da ROL incidente é relativamente representado nos dados ERA5. Os menores valores são encontrados nos meses de junho a setembro em ambos os conjuntos de dados (Figura 8a e 8b).

Os valores médios anuais de ROL incidente são mostrados na Figura 8c, e apontam grande variabilidade interanual no conjunto de dados observados ROL-ZF2. A reanálise ERA5 mostra uma constância nos valores de ROL-ERA5 em torno de 418 W/m² ao longo dos anos, sem experimentar grandes flutuações.

A ROL incidente é subestimada pela reanálise ERA5 (Figura 8d), com um viés em torno de -10 W/m². O coeficiente de correlação da ROL incidente, para todo o período analisado foi de r = 0,27. Estes resultados apontam um desempenho inferior para esta variável. Uma das razões está no próprio instrumento de medição da ROL incidente, que é difícil de ser medida, em comparação com as estimativas da reanálise, que consideram outras fontes de dados em sua composição. A influência dos instrumentos de medição da ROL incidente tem sido apontada como possível causa de interferências nas medidas, além de outros fatores de perda de calibração e poeiras. Por exemplo, o corpo dos sensores emite radiação termal na mesma intensidade das medidas que estão sendo realizadas (Von Randow e Alvalá, 2006). Portanto, correções são necessárias, e em geral são realizadas a partir da temperatura do corpo desses instrumentos, através de métodos empíricos e analíticos.



Figura 8 - Como na Figura 5, porém para a Radiação de Onda Longa Incidente.

5.1.4. Velocidade do vento (V)

A variabilidade sazonal da velocidade do vento da estação da ZF2 (V-ZF2) e nos dados da reanálise ERA5 (V-ERA5) é mostrada na Figura 9a e 9b, respectivamente. A magnitude do vento observado V-ZF2 apresenta dois máximos ao longo do ano, um na estação chuvosa (meses de janeiro e fevereiro) e outro na estação seca (meses de julho e agosto). Este padrão é representado no ciclo sazonal da V-ERA5, porém com magnitudes mais intensas na estação chuvosa e mais fracas na estação seca na comparação com V-ZF2.

As diferenças devido a escala são mais uma vez verificadas. As velocidades do vento de intensidade muito fraca são presentes nas observações (Figura 9a), e claramente ausentes nos dados da reanálise ERA5 (Figura 9b). No entanto, magnitudes mais intensas da velocidade do vento nos dados V-ERA5, principalmente na estação chuvosa, são melhorar ajustadas as observações.

A média da magnitude da velocidade do vento estimada pela reanálise é muito similar à média observada (V-ERA5 ~ V-ZF2 ~ 2 m/s), com baixo viés (viés = +0,04 m/s), e apresentam valores similares de variância (σ^2 = 0,27 m/s). Contudo, ao analisar a variabilidade interanual da velocidade do vento (Figura 9c), nota-se uma mudança brusca do ano de 2006 para o ano de 2007. Esta discrepância nos valores de V-ZF2 pode estar associada ao mal funcionamento aos sensores de medição da estação, e que resultou em uma fraca correlação e grande dispersão (r = 0,32) (Figura 9d).



Figura 9 - Como na Figura 5, porém para a velocidade do vento.

5.1.5. Precipitação

A variabilidade sazonal da precipitação nos dados da reanálise ERA5 (Prec-ERA5), em comparação aos dados da estação da Reserva Florestal Adolpho Ducke (RFAD) – (Prec-RFAD) é apresentada na Figura 10a e 10b, respectivamente. O ciclo médio sazonal observado (Prec-RFAD) é bem representado nos dados Prec-ERA5 (Figura 10b). Os maiores volumes de precipitação estão consistentes e ocorrem nos meses de fevereiro, março e abril nos dados Prec-RFAD, enquanto nos dados Prec-ERA5 os meses mais chuvosos são fevereiro, março, abril e maio. A estação seca (ou menos chuvosa) é encontrada entre os meses de julho e setembro nos dois conjuntos de dados. Na estação chuvosa a precipitação atinge ~10 mm/dia e na estação seca este valor cai pela metade (~5 mm/dia). Os valores médios anuais de precipitação nas duas bases de dados (Prec-RFAD e Prec-ERA5) são muito próximos, cerca de 2500 a 3500 mm/ano.

Valores extremos de precipitação são melhor captados pelos dados Prec-ERA5, principalmente no fim da estação seca. Estes extremos de precipitação são mais frequentes nos meses de setembro e outubro (Figura 10a e 10b), e podem estar relacionados às condições de grande escala, visto que estão presentes nas duas bases de dados.

O padrão de variabilidade na escala de tempo interanual mostra diferenças acentuadas entre as séries de dados Prec-ERA5 e Prec-RFAD (Figura 10c), com totais anuais relativamente maiores nos dados ERA5. Durante os anos de 1990 a 1995 os totais anuais de precipitação são fortemente reduzidos nos dados Prec-RFAD. E, a partir do ano de 1996, observa-se uma tendência acentuada de aumento da precipitação nos dados Prec-RFAD. Nesse período a variabilidade da precipitação nos dados Prec-ERA5 se aproxima do comportamento observado na RFAD.

A precipitação nos dados ERA5 demonstra destreza superior (r = 0,77) quando comparada às demais variáveis analisadas neste estudo (Figura 10d).

Os dados Prec-ERA5 superestima a precipitação em relação aos dados Prec-RFAD em cerca de 1,1 mm/dia, e apresenta REQM da ordem de 2,7 mm/dia.

Desta maneira, considera-se que os valores dos índices estatísticos encontrados para os dados de precipitação ERA5 são aceitáveis e consistentes, principalmente em termos dos valores ao longo do ciclo sazonal e aos totais anuais e sua variabilidade. E, portanto, utilizamos estes dados de reanálise para simular as condições climáticas de longo prazo na Amazônia central, em uma estratégia de modelagem integrando o clima e a hidrologia superficial e subterrânea da região, contornando a inexistência de dados climáticos em escala de tempo multianual.



Figura 10- Variabilidade sazonal da Temperatura média do ar dos dados observados da Reserva Florestal Adolpho Ducke (a) e da Reanálise ERA5

(b). Os pontos na cor vermelha nos gráficos *boxplot* indicam os valores médios. Variabilidade interanual da Precipitação pluviométrica acumulada
(c) Gráfico de dispersão ZF2 x ERA5 (d). Os dados referem-se ao período de 1979 a 2014.

Na literatura, existem poucos trabalhos que verificaram a destreza dos dados de reanálise na região Amazônica. Os estudos mais recentes avaliaram a versão anterior da reanálise ERA (ERA-40) (Fernandes e Rong, 2008; Sapucci, 2014). para a região central da Amazônia ainda não foi avaliada a versão mais recente destes dados, e tão pouco aplicados em estudos hidrológicos de longo prazo. Desta maneira, objetivou-se determinar a destreza dos dados da reanálise ERA5 do ECMWF, e avaliar seu potencial de aplicação nos estudos hidrológicos na bacia Amazônica nos últimos 30 anos. As variáveis de temperatura, umidade relativa e radiação incidente da reanálise ERA5 demonstram habilidades distintas e potencial de complementar os dados medidos à superfície.

As variáveis de radiação de ondas longas incidente e intensidade da velocidade do vento não reproduziram com boa destreza a variabilidade observada na escala interanual. Estes resultados demonstram a necessidade de aplicação de correção para estas variáveis, embora o padrão do seu ciclo médio sazonal tenha sido relativamente bem representado.

A precipitação pluviométrica do ERA5 demonstra destreza superior às demais variáveis, tanto na escala de variabilidade sazonal quanto na escala interanual. Os resultados encontrados mostraram que a utilização de informações meteorológicas provenientes da reanálise ERA5 é uma alternativa viável aos dados meteorológicos de superfície, para a região central da Amazônia. Apesar de erros sistemáticos e discrepâncias relacionadas à escala dos conjuntos de dados, ou a falhas nos sensores de modo geral, a variabilidade em escala sazonal é representada com certa similaridade com as medidas locais. Ao mesmo tempo, o padrão de tendências de longo prazo na escala sazonal e interanual são também verificados nos dados da reanálise. Neste sentido, dados da reanálise meteorológica do ERA5/ECMWF podem ser

39

utilizados como forçantes no desenvolvimento de simulações numéricas de modelos regionais de alta resolução, por exemplo.

5.2. Ajuste e validação do Noah-MP

O modelo Noah-MP foi configurado para a área de estudo e seus parâmetros físicos definidos com base na literatura recente, considerando os parâmetros típicos de um ecossistema de floresta tropical úmida (Dickison *et al.*, 1998), com altura variando de 35 a 45m, e índice de área foliar (*LAI*) com pequena amplitude sazonal, variando de 4,9 a 6,1 m²/m². O LAI foi atualizado a partir dos dados do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectro-Radiometer* – MODIS (Tabela 5) com base na classificação do USGS. O solo foi representado por uma coluna homogênea de textura argilosa com os parâmetros atribuídos por Clapp e Hornberger (1978), e que foram ajustados com dados locais, enquanto os demais parâmetros físicos foram mantidos inalterados com seus valores padrões, conforme tabelas originais do modelo Noah-MP.

Os dados de propriedades físicas do solo foram ajustados inicialmente de acordo com os valores dos parâmetros apresentados em Broedel *et al.* (2017). Estes parâmetros foram distribuídos nas diferentes camadas do solo abrangendo desde a superfície até 2 metros de profundidade.

Os parâmetros do solo definidos neste trabalho incluem a porosidade, condutividade hidráulica, potencial de água à saturação, difusividade hidráulica à saturação, conteúdo residual de água no solo, e o expoente relacionado a inclinação da curva de retenção, além da umidade do solo na condição de capacidade de campo e em ponto de murcha permanente disponíveis na literatura (por exemplo, Marques *et al.*, 2004; Zheng *et al.*, 2015; Broedel *et al.*, 2017). Após diversas simulações foi obtido o conjunto de parâmetros que melhor representou a variabilidade observada da umidade do solo em escala sazonal e interanual, e que apresentou o menor erro ao longo das quatro camadas de solo representadas no modelo Noah-MP (Tabela 6). Os resultados apresentados

nesta seção referem-se a intercomparação entre as medidas de umidade do solo e de nível do lençol freático e as determinadas nas simulações com o modelo.

Tabela 5. Variação média sazonal do Índice de área foliar (LAI), obtida a partir dos dados do sensor MODIS para a área de estudo.

Índice de Área Foliar – LAI (m²/m²)											
Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
5,8	5,9	6,0	5,6	4,9	5	5,4	6,0	6,1	5,8	5,9	5,7

Tabela 6. Valores dos parâmetros do solo adotados nas simulações com o modelo Noah-MP.

Classe	BB	MAXSMC	SATDK	SATDW	DRYSMC	REFSMC	SATPSI	WLTSMC
textural	b	θ_{s}	Ks	Ds	θr	θ_{cc}	Ψ_{s}	$ heta_{pmc}$
	(-)	(m³/m³)	(m/s)	(m³/m³)	(m³/m³)	(m³/m³)	(m)	(m³/m³)
Argiloso	12,4	0,557	0,0113	0,116	0,286	0,565	0,468	0,1

<i>(b)</i>	inclinação da curva de retenção	(θ_r)	conteúdo residual de água no solo
(θ_{s})	porosidade	(θ_{cc})	capacidade de campo
(K_s)	condutividade hidráulica saturada	(Ψ_s)	potencial de água à saturação
(D_s)	difusividade hidráulica à saturação	(θ_{pmc})	ponto de murcha

5.2.1. Verificação da umidade do solo

Na Figura 11 são apresentadas as séries temporais semanais do conteúdo volumétrico de água no solo m³/m³ para as camadas 0-10, 10-40, 40-100 e 100-200 cm, medido no sítio experimental da ZF2 entre 10 de dezembro de 2001 e 21 de dezembro de 2006. Na comparação com os resultados do Noah-MP utilizou-se os valores simulados no experimento cmic0 correspondentes às datas e horários nos quais as medidas observacionais foram realizadas. Na primeira camada (0-10 cm), o modelo Noah-MP representa as variações sazonais de umidade do solo com menor amplitude e superestimando o conteúdo de água no solo em cerca de 0,04 m³/m³. A redução do conteúdo de água no solo durante a estação seca é menos intensa nos resultados do modelo que nos dados observados, particularmente no ano de 2005, quando o déficit de água no solo se intensificou associado a forte seca que ocorreu na Amazônia. Nesta camada do solo os índices estatísticos ficaram em torno de 0,63 para a correlação, e em torno de 0,043 m³/m³ para o erro guadrático médio. Em termos médio a umidade simulada ficou em 0,35 (m^3/m^3) e a observada em 0,31 m^3/m^3 , com o modelo apresentando um desvio padrão de 0,00127 m³/m³ frente a valor 0, 0253 m³/m³ das observações (Tabela 7), ou seja, uma menor variabilidade nos dados da simulação.

Umidade						
do solo	CORREL	RAIZ_ER_Q_MED	DPMO	DPOB	MED_MOD	MED_OBS
sm1	0,63	0,043	0,013	0,025	0,347	0,309
sm2	0,64	0,018	0,013	0,017	0,347	0,335
sm3	0,63	0,017	0,013	0,014	0,347	0,358
sm4	0,60	0,064	0,013	0,010	0,347	0,410
média	0,62	0.035	0,013	0,017	0,347	0,353

Tabela 7 – Índices estatísticos para umidade no solo no modelo Noah-MP.



Figura 11 - Séries de conteúdo volumétrico de água no solo para as camadas a) 0 – 10cm, b)10 - 40cm, c) 40 - 100cm e d) 100 - 200cm.

Já para as camadas do solo nas profundidades de (10-40 cm) e (40-100 cm) o modelo Noah-MP apresentou melhor destreza em relação às medidas disponíveis. Nestas duas camadas o modelo captura não apenas a variação na escala sazonal, mas também a redução do estoque de água durante a estação seca (Figura 11b; 11c), com destaque para a camada 40-100 cm, que apresentou melhor ajuste (Figura 11c). Os índices de correlação ficaram em torno de 0,64 para camada 10-40 cm e 0,63 para camada 40-100 cm, enquanto que o erro quadrático médio foi da ordem de 0,18 m³/m³ e 0,17 m³/m³, respectivamente. Em termos das médias do conteúdo de água no solo estas camadas apresentaram valores da ordem de 0,347 m³/m³, que são próximos aos valores observados nestas camadas, cerca de 0,335 (m³/m³) e 0,358 (m³/m³), respectivamente. Na camada de (100-200 cm) o modelo representou a variabilidade sazonal e interanual com as mesmas limitações verificadas nas camadas superiores, porém com um erro sistemático de subestimativa mais acentuado, em que a diferença entre os conteúdos de água no solo foi 0,063 (m^3/m^3) . O valor médio simulado nesta camada foi da ordem de 0,347 (m^3/m^3) em comparação ao valor médio observado de 0,410 (m³/m³). A raíz do erro quadrático médio foi da ordem de 0,064 (m³/m³) e a correlação de 0,60 (Figura 11d).

Em termos do perfil médio do conteúdo de água no solo, conforme mostrado na Tabela 7, o valor simulado foi 0,347 (m³/m³) e observado 0,353 (m³/m³), ou seja, o modelo Noah-MP subestimou o conteúdo médio de água no solo até dois metros de profundidade em comparação as equivalentes medidas observacionais. A limitação em representar a distribuição de água em todas as camadas do solo é reflexo das incertezas dos parâmetros físicos do solo e da estrutura numérica do modelo. Isto porque, a distribuição de camadas no modelo é limitada a apenas quatro, e exige que seja adotada uma distribuição regular, homogênea e bastante rasa de camadas do solo, e que não ultrapasse os dois metros de profundidade. O que exige um certo desenvolvimento no código do modelo.

Neste estudo, foram ajustados os parâmetros $\theta_s \in b$ segundo a classe textural de solo argiloso, conforme apresentado na Tabela 6. Considerando os

valores dos parâmetros do solo determinados por Marques *et al.*, (2004) e calibrados por Broedel (2012), verificou-se que os valores obtidos em medidas de campo de θ_s foi em torno de 0,570 m³/m³, enquanto depois dos ajustes realizados neste trabalho o melhor valor foi em torno de 0,557 m³/m³. O expoente da curva de retenção de água no solo representado pelo parâmetro *b* teve o valor de 7,9 variando até 17,0 nas análises de Broedel (2012), enquanto após os ajustes dos parâmetros do modelo o melhor valor de *b* ficou em torno de 12,0.

Em uma análise de sensibilidade dos parâmetros do solo utilizados no modelo Noah-MP realizada por Cai *et al.* (2014) e Cuntz *et al.* (2016) verificouse que tanto θ_s como *b* são importantes na descrição da relação entre umidade do solo, potencial matricial e condutividade hidráulica do solo. E que a sua determinação é fundamental para a representação dos fluxos de água superficiais e subterrâneas, tendo em vista que o modelo apresenta grande sensibilidade ajuste desses parâmetros. Esta maior sensibilidade ao ajuste dos parâmetros do solo no modelo Noah-MP foi constatada neste trabalho, tendo em vista que os melhores resultados foram obtidos apenas para as camadas de solo entre 40-100 cm mesmo considerando o solo homogêneo. Este resultado confirma a forte dependência da representação do balanço hídrico do solo no modelo Noah-MP à disponibilidade de dados de parâmetros do solo, tais como: porosidade, condutividade hidráulica e o expoente da curva de retenção, também apontados por (Cai *et al.*, 2014; Santarem *et al.*, 2014; Cuntz *et al.*, 2016).

5.2.2. Nível do lençol freático

O nível do lençol freático é um dado importante que registra a oscilação do estoque de água subterrânea e a interação entre a camada do solo não saturada e o aquífero. Os dados de nível do lençol freático disponíveis na área de estudo foram obtidos ao longo de uma seção transversal do terreno perpendicular ao curso d'água principal. O monitoramento foi realizado a partir de piezométricos construídos seguindo o relevo. Aqui utilizamos as séries temporais de nível do lençol freático de três piezômetros (T10, T12 e T13) localizados na área de transição entre platô e baixio (Figura 12), resultados da simulação do modelo referente ao nível do lençol freático são comparados as séries temporais desses piezômetros entre os anos de 2003 e 2006. A intercomparação das séries de dados observados e simulados é mostrada na Figura 13.



Figura 12: Esquema de localização dos piezômetros na seção topográfica da Bacia do Rio Cuieiras e distância em relação ao curso d'água (em m). Elaboração: Oliveira e Bastos, 2019.

A variação do nível do lençol freático nos piezômetros T10 e T12 oscila entre 4 e 5 m distante da superfície com diferenças pequenas. Enquanto no piezômetro T13 a variação oscila entre 2 a 3 m de profundidade da superfície. Claramente as medidas de lençol freático mostram forte variação ao longo do ciclo anual, com níveis mais próximos à superfície nos meses (Figura 13). Os resultados simulados do nível do lençol freático apresentam valores intermediários aos medidos nos piezômetros T10 e T12 variando de 2,8 e 3,2 m. A correlação (Tabela 8) entre esses três pontos medidos e o modelo é em torno de 0,52 a 0,57, com raiz do erro médio quadrático em torno de 0,7 a 1,5 m. Em termos médios, o modelo possui maior proximidade com o piezômetro T13. A baixa variabilidade do nível do lençol freático simulado é indicada pelo baixo desvio padrão, da ordem de 0,13 m, contra 0,33 m dos dados observacionais. Novamente, essa diferença é inerente à configuração unidimensional do modelo Noah-MP, que frente à representação real das medidas não contempla ou incorpora os efeitos da variação em escala de subgrade das feições da superfície. Apesar dessas diferenças, os resultados apresentados nesta seção são principalmente para mostrar que o modelo capturou a variabilidade sazonal e interanual do nível do lençol freático, em uma magnitude inferior, mesmo em uma representação unidimensional dos processos hidrológicos. A aplicação de modelos hidrológicos distribuídos pode ajudar a desenvolver parametrizações de refinamento dos processos de escala de subgrade que possam ser aplicados nos modelos de superfície sem ampliar o custo computacional. Como por exemplo, o trabalho desenvolvido por Cuartas et al., 2012, que utilizou o modelo hidrológico distribuídos DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model) na mesma área de estudo com um espaçamento de grade horizontal de 30 x 30m e 4 camadas de solo, e que conseguiu simular as variações de umidade do solo, nível do lençol freático e vazão do canal principal, após calibração e validação do modelo. Suas simulações com o modelo DHSVM mostram habilidade na representação dos padrões de variabilidade sazonal e interanual da umidade do solo e nível do lençol freático apenas em alguns níveis do solo e posição topográfica do terreno. Neste estudo o nível do lençol freático é simulado pelo Noah-MP, porém com uma amplitude inferior às medidas realizadas na posição intermediária do terreno (considerada aqui como a mais representativa da escala de variação do nível freático). Além disso, há diferenças nas

ocorrências sazonais, dos níveis máximos e mínimos, do lençol freático simulados pelo modelo Noah-MP.

A faixa de variação do nível freático simulado é muito sensível ao espaçamento da grade do modelo. Quanto mais fina a grade, maior o intervalo de variação do nível freático, isso porque a inclinação do terreno mais íngreme pode ser representada no modelo, o que acelera a velocidade do escoamento pela drenagem. A escala mais proeminente para a divergência-convergência da água subterrânea em uma grade de maior espaçamento varia desde as áreas de platô até os vales baixos. No caso das simulações com o modelo Noah-MP que não contempla essa discretização em grades de maior espaçamento, o modelo representa uma média entre áreas altas e baixas, e, portanto, representando apenas gradientes regionais de fluxos de água subterrânea e de variação do nível freático que são de escalas de variação muito menores.

Tabela 8. Índices estatísticos para nível do lençol freático no modelo Noah-MP.

Piezômetro	CORREL	RMSE (m)	DP_MOD (m)	DP_OBS (m)	MED_MOD (m)	MED_OBS (m)
T13	0,568	0,715	0,134	0,320	2,964	2,301
T10	0,526	1,570	0,134	0,328	2,964	4,509
T12	0,532	1,318	0,134	0,339	2,964	4,250



Figura 13- Séries temporais de nível do lençol freático medidos nos piezômetros T10, T12 e T13, e simulados pelo modelo Noah-MP.

5.2.3. Análise do Balanço de Energia à superfície

A dinâmica hidrológica está associada a perda de água por evapotranspiração que depende dentre outros fatores da umidade do solo e da energia disponível à superfície. Para avaliar esses componentes utilizou-se as medidas de fluxos de calor latente (*LE*) e sensível (*H*) disponíveis no sítio experimental no período de 2002 a 2006. Estes dados são então utilizados para avaliar a base de dados do ERA5 e os resultados do modelo Noah-MP quanto ao balanço de energia da superfície.

Os resultados são mostrados na (Tabela 9) onde são apresentados o ciclo diário médio anual e o desvio padrão dos fluxos de calor latente e sensível, tanto nos dados de simulação do Noah-MP, e ERA5, como nos dados de observação da ZF2. A Tabela 9, representa as componentes dos fluxos de energia a superfície médios anuais (ANUAL), e para as estações seca (representada pelos meses agosto-setembro-outubro: ASO) e chuvosa (representada pelos meses fevereiro-março-abril: FMA) para os dados da ZF2, ERA5 e Noah-MP no período de 2002 a 2006, juntamente com as diferenças relativa entre as bases de dados observacionais, da reanálise e do modelo Noah-MP.

O saldo de radiação para ERA5 apresenta valor superior ao da ZF2 para a estação chuvosa com diferença de 5,65 (W/m²), enquanto na estação seca é de 0,76 (W/m²), em termo médio anual a diferença se mantém pequena e em torno de 0,54 (W/m²). Já os dados Noah-MP apresentam menor valor de *Rn*, que nos dados ZF2, com diferença de -12,12 (W/m²) enquanto na estação seca esta diferença aumenta para -26,23 (W/m²). Na média anual a diferença é em torno de -17,21 (W/m²). O saldo de radiação do ERA5 apresenta menor diferença em relação aos dados ZF2 enquanto o modelo Noah-MP subestima.

Na comparação entre os dados de fluxo de calor sensível da ZF2 e ERA5, verifica-se que *H* é subestimado na estação chuvosa (FMA) em -21,63 (W/m²), na estação seca em -26,07(W/m²) e na média anual em torno de -24,50(W/m²). Nas simulações do Noah-MP o valor de H é ainda mais subestimado para época chuvosa, em torno de -38,65(W/m²), e na época seca chega a -51,14(W/m²) de subestimativa. Na média anual a subestimativa é em torno de -42,64 (W/m²).

50

Em comparação ao fluxo de calor latente (*LE*), o valor superestimado na época chuvosa em 35,73 (W/m²), enquanto na época seca é da ordem de 22,41 (W/m²), e na média anual em torno de 27,09 (W/m²). Logo para o Noah-MP o valor subestima na estação chuvosa em 14,44(W/m²) para estação seca é inferior de -7,18 (W/m²) e na média anual em torno de 6,48 (W/m²).

Tabela 9- Componentes do balanço de energia à superfície médios anuais e por estação seca e chuvosa, determinados nos dados da K34, ERA5 e Noah-MP, no período de 2002 a 2006.

	FMA			ASO			ANUAL		
	Rn	Н	LE	Rn	Н	LE	Rn	Н	LE
	(W/m²)								
ZF2	107,8	21,2	72,2	143,8	35,3	96,6	124,5	26,6	83,1
ERA5	113,9	16,6	98,0	144,9	26,1	118,3	125,2	20,1	105,6
NOAH-MP	94,7	13,0	82,7	106,1	17,2	89,7	103,1	15,2	88,5
DIF (ERA5- ZF2) (%)	5,65	-21,63	35,73	0,76	-26,07	22,41	0,54	-24,50	27,09
DIF (NOAH- MP) (%)	-12,12	-38,65	14,44	-26,23	-51,14	-7,18	-17,21	-42,64	6,48

Com base nos dados apresentados na Tabela 10 verifica-se que durante a época chuvosa cerca de 19,6% da energia disponível é convertida em fluxo de calor sensível (*H*) nos dados medidos na ZF2, enquanto na época seca esse valor é cerca de 24,5%, e na média anual é em torno de 21,3%. Quando se compara os valores de *H* da base de dados do ERA5 e dos resultados do Noah-MP verifica-se uma menor conversão de energia disponível em fluxo de calor sensível, com valores de 14,6%, 18% e 16% no ERA5, e cerca de 13,7%, 16,3% e 14,8% no Noah-MP, para as épocas do ano (FMA e ASO) e média anual, respectivamente. Ou seja, o fluxo de calor sensível é subestimado nos dois conjuntos de dados ERA5 e Noah-MP. A Tabela 10 – Partição do saldo de energia disponível nos fluxos de calor sensível (*H*) e calor latente (*LE*), em %, considerando os dados ZF2, ERA5 e Noah-MP e as médias para as épocas seca (ASO), chuvosa (FMA) e anual no período de 2002 a 2006.

	FMA		ASO		ANUAL	
	H/Rn	LE/Rn	H/Rn	LE/Rn	H/Rn	LE/Rn
ZF2	19,6%	67,0%	24,5%	67,2%	21,3%	66,7%
ERA5	14,6%	86,1%	18,0%	81,6%	16,0%	84,3%
NOAH-MP	13,7%	87,3%	16,3%	84,5%	14,8%	85,8%

Ampliando a análise para a partição de Rn em fluxo de calor latente (LE) nos dados ZF2, verifica-se que na época seca o valor é de 67,0% da energia é utilizada nos processos de transformação de água em vapor. Na época seca a magnitude de Rn utilizada em LE não muda muito, com valor da ordem de 67,2%. Como resultado, o valor da média anual também fica em torno de 66,7%. Para os dados ERA5 a partição de Rn em LE é superestimada, com valores na época chuvosa, em torno de 86,1%, na época seca em 81,6%, e na média anual ficando em torno de 84,3%.

Fechando a análise para os dados do Noah-MP, verificamos que a relação *LE/Rn* é também superestimada, com valores na época chuvosa em torno de 87,3%, para época seca em torno de 84,5% e na média anual em torno de 85,8%. De acordo com as análises anteriores verifica-se que a disponibilidade de energia apresentou menor erro para a época chuvosa nos dados ERA5, enquanto na época seca e na média anual as diferenças em relação aos dados da ZF2 foram maiores para os dados Noah-MP. Para o fluxo de calor latente as bases de dados superestimam em todas as médias (FMA, ASO e ANUAL), particularmente nos dados do Noah-MP. Para o fluxo de calor sensível o contrário é verificado, com subestimativa nas duas bases de dados em todas as médias (FMA, ASO e ANUAL).

A subestimativa nos dados ERA5 foi intensificada nas simulações do Noah-MP e isso se deve ao uso das forçantes ERA5 no modelo, e também a atualização do índice de área foliar a partir dos dados MODIS. Essa atualização elevou o LAI de 4,5 m²/m² na configuração original para 5,5 m²/m² após o ajuste dos parâmetros. Além disso, diferenças físicas e de parâmetros entre o esquema de superfície do ERA5 (que usa o modelo H-TESSEL) e o Noah-MP são também explicações para os erros elevados nos fluxos de calor. Como resultado, a partição da energia disponível entre calor latente e sensível foi também impactada. Embora o ajuste de parâmetros do solo tenha sido realizado, os resultados associados aos fluxos de calor latente e sensível indicam a necessidade de uma maior avaliação dos demais parâmetros do modelo Noah-MP e que também os balanços de radiação e energia a superfície sejam também validados para o ecossistema de floresta tropical.

5.3. Análise de sensibilidade a incorporação do aquífero

Nesta seção, são analisados os resultados dos experimentos que consideram a inclusão da física do aquífero no balanço hídrico continental da floresta Amazônica, e como se comportam as magnitudes do fluxo vertical de água entre o solo não saturado e o aquífero, tanto em escala interanual quanto sazonal, bem como a influência nos fluxos de descarga e recarga e no próprio armazenamento de água do aquífero.

5.3.1. Estoque de água total: comparação Noah-MP+SIMGM e GRACE

Como base adicional para comparação, são analisadas as estimativas de variação do estoque total de água (solo mais aquífero) do modelo Noah-MP+SIMGM, que são comparados aos dados equivalentes de variação de estoque de água continental do projeto GRACE (Swenson, 2012). Apesar do baixo espaço de grade horizontal ter escala de centenas de quilômetros, os dados do projeto GRACE potencialidade para quantificar mudanças no armazenamento hidrológico em diversos estudos (Guedes *et al.*, 2013; Paiva *et al.*, 2013; Getirana *et al.*, 2014). Os conjuntos de dados GRACE usados foram processados pelo Centro de Pesquisas Espaciais (CSR) da Universidade do Texas. Os dados foram fornecidos em uma resolução espacial de 1°, para o período 2004–2016 e representam a "a variação da espessura equivalente da água", calculada a partir de observações de flutuações do campo gravitacional do planeta coletadas continuamente durante intervalos mensais.

Os dados utilizados foram extraídos para a área abrangendo o quadrante delimitado pelas coordenadas 3°S a 2°S e 60,5°W e 59,5°W localizado na região central da Amazônia e onde se encontra inserido a área de estudo. Os resultados dos estoques de água do solo e do aquífero foram integrados para o período de 2004 a 2016, e então determinadas as variações a partir da remoção do ciclo anual médio desta série temporal, o mesmo foi aplicado aos dados GRACE.

As duas séries de anomalias de estoque total de água são apresentadas na (Figura 14). Verifica-se inicialmente, uma variabilidade temporal de amplitude inferior nos dados do modelo Noah-MP frente ao GRACE. Esse resultado pode ser explicado pela diferença de escala espacial abrangida entre modelo (cerca de 30 km x 30 km) e GRACE (150km x 150km) e que, portanto, integram flutuações de volumes de água estocados em diferentes compartimentos (rios, lagos, etc.) que não são resolvidos pelo modelo. Apesar das diferenças de amplitudes, verificam-se consistências na captura de flutuações do estoque de água associadas às condições anômalas do clima ocorridas na região nas últimas décadas. Como por exemplo, as reduções do estoque de água verificadas durante as secas de 2005 (Marengo et al., 2008, 2011 ; Zeng et al., 2008; Phillips et al., 2009; Espinoza et al., 2011; Aragão et al., 2007; Cox et al., 2008) e 2010 (Lewis et al., 2011; Coelho et al., 2013; Maeda et al., 2015; Broedel et al., 2017), esta última mais forte e persistente por ter alcançado também a região central. E mais recentemente a redução do estoque de água durante a seca de 2015-2016 observada nos dados GRACE, e que o Noah-MP capturou bem a magnitude, embora um pouco menos persistente que o observado.

De maneira similar, a elevação do estoque total de água associado aos eventos recentes de cheias extremas (tais como as que ocorreram nos anos

2009, 2012 e 2014) (Marengo *et al.* 2011; Filizola *et al.*, 2014; Sena *et al.*, 2012; e Chen *et al.*, 2010, e Espinoza *et al.*, 2013; Satyamurty *et al.*, 2013; Marengo *et al.*, 2013 a,b; Satyamutry *et al.*, 2013) e (Espinoza *et al.*, 2014) são representadas pelo modelo Noah-MP, mas com anomalias positivas de menor magnitude, influenciadas pelas diferenças de escala espacial entre os dados. Isso porque a abrangência hidrográfica representada aqui está em uma escala inferior ao espaçamento da escala espacial do GRACE que incorpora o comportamento hidrológico de uma diversidade de pequenas bacias hidrográficas, portanto com base na limitação das estimativas do modelo os resultados precisam ser interpretados com cautela e apenas no sentido qualitativo.


Figura 14 – Série de anomalias de estoque total de água continental (mm) na Amazônia Central, comparados às variações dos dados GRACE e do modelo Noah-MP+SIMGM.

5.3.2. Estoque de água total e nível do lençol freático

A Figura 15a, apresenta as séries temporais das médias mensais do estoque de água no solo para as 4 camadas do solo, representadas no modelo. Ao lado (Figura 15b), é apresentado o ciclo sazonal médio do estoque de água no solo. Cada curva representa os efeitos associados a alteração do parâmetro CMIC de *cmic0, cmic2, cmic4, cmic6, cmic8 e cmic10.*

A variabilidade interanual do estoque total de água é capturada pelo modelo (Figura 15a), exibindo o acúmulo de água no solo e aquífero durante os anos mais úmidos (2006-2007), e redução durante os anos mais secos (2015-2016). Em especial, nos anos que apresentaram ocorrência de forte El-Niño -Oscilação Sul (ENOS) (Jiménez-Muñoz et al., 2016; Marengo et al., 2017; Aragão et al., 2018 e Panisset et al., 2018) e forte La-Niña (Zeng et al., 2008; Espinoza et al., 2009; Marengo et al., 2011). O modelo simula razoavelmente as mudanças recentes nos estoques de água na região da Amazônia central, em particular, durante o forte El-Niño ocorrido entre 2014 e 2015. Durante este evento o estoque total de água (superficial e subterrâneo) diminuiu consideravelmente na região ao patamar de volume mais baixo dos últimos 30 anos, como verificado nos dados GRACE. O efeito da intensificação do gradiente de potencial matricial na interface solo-aquífero é também conhecido como o fenômeno de capilaridade, e no modelo Noah-MP+SIMGM é controlado por um parâmetro (denominado CMIC). Para visualizar a influência do fluxo ascensional por capilaridade na escala sazonal é avaliada a variação do estoque total de água em termos da média climatológica em todas as simulações com os diferentes valores de CMIC. Para a condição em que apenas ocorre fluxo de água descendente por drenagem livre (*cmic0*) até a condição em que o fluxo de água por ascensão vertical supera a drenagem livre (cmic2, cmic4, cmic6, cmic8 e cmic1). Como resultado, se verifica a redução da amplitude sazonal do conteúdo de água no solo em todas as camadas do solo quando se considera o aumento do saldo do balanço entre fluxo descendente por drenagem livre e fluxo ascensional por capilaridade. Isso ocorre por causa da menor redução da perda de água em todas as camadas do solo, especialmente na estação seca. Com isso, ocorre o favorecimento da elevação do estoque de água no solo, que é fornecida pelo aquífero. Esse efeito é mais pronunciado na camada de interface solo-aquífero é transferido para o solo acima. Este efeito é amplificado à medida que o gradiente do potencial matricial solo-aquífero é intensificado (maior valor do CMIC).

Como resultado, a intensificação do fluxo ascensional reduz o estoque de água no aquífero (*Wt*) (como mostrado nas épocas secas dos anos de 2009, 2010, 2012 e 2015) (ver Figura 16). Nos anos anômalos secos extremos é possível verificar um efeito persistente na redução do estoque de água do aquífero que se estende até o início da época chuvosa do ano seguinte.

A inclusão da interação solo-aquífero e a intensificação do fluxo vertical de água dirigido do aquífero para o solo resulta em condições mais úmidas no solo profundo, e que as diferenças no estoque de água no solo são proporcionais às alterações no estoque de água do aquífero com impacto direto na profundidade do nível do lençol freático, principalmente na época seca.

O efeito da ascensão por capilaridade no nível do lençol freático durante a época seca decorre do estabelecimento de um forte gradiente de potencial matricial na interface solo-aquífero. Na época chuvosa essa contribuição é pequena em virtude de o solo apresentar elevado teor de umidade em todo o perfil e, portanto, enfraquecendo o gradiente de potencial matricial.

Portanto, fica evidente que quanto mais próximo do lençol freático, maior é o efeito da capilaridade. Quanto menor a porosidade menor o efeito da capilaridade e, portanto, mais seco o solo à medida que se afasta do lençol freático em direção à superfície.



Figura 15 – Conteúdo volumétrico de água no solo para período 1990 a 2018 na a) escala interanual e b) média sazonal.



Figura 16 – Estoque de água no solo para a escala sazonal e interanual.

O modelo simula as variações do estoque de água no solo e no aquífero na área de estudo, ocorridas nas últimas três décadas, como indicado nas séries temporais do armazenamento de água no solo e no aquífero, em particular, durante o período de 2015-2016, quando a redução da precipitação associada ao forte *El Niño* (Jiménez-Muñoz *et al.*, 2016; Marengo *et al.*, 2017; Aragão *et al.*, 2018; Panisset *et al.*, 2018), resultou em um declínio do estoque total de água superficial e subterrâneo ao longo do ano.

No modelo SIMGM a profundidade do lençol freático é calculada a partir do estoque de água do aquífero e, portanto, sua variação reflete o comportamento do nível do lençol freático (*Z*), tanto em escala sazonal como interanual (Figura 17). A profundidade do lençol freático por sua vez controla a resposta do escoamento de base e, portanto, a profundidade rasa do lençol freático produz escoamentos de base mais intensos principalmente durante a estação chuvosa. Este período de forte escoamento de base na área de floresta tropical é bem simulado pelo modelo. As estimativas de nível do lençol freático apresentam magnitude similar às encontradas por Oleson *et al.*, 2008, ao utilizar o *SIMGM* acoplado no modelo *CLM* em sua análise sobre a Amazônia.



Figura 17 – Nível do lençol freático em escala sazonal e interanual.

5.3.3. Variação da recarga, escoamento de base e estoque de água no aquífero

Para representar os processos de recarga e descarga de águas subterrâneas de uma maneira mais realista, o acoplamento dinâmico entre a camada inferior do solo e um aquífero não confinado mostrou-se essencial. Além disso, os fluxos de recarga das águas subterrâneas na interface também se mostram importantes na regulação da hidrológica da região central da Amazônia, particularmente durante condições anômalas do clima.

Essa dinâmica da interação solo-aquífero pode ser entendida através da Figura 18, que apresenta a climatologia dos fluxos médios diários de recarga (Q), do escoamento de base (R_{sb}) e da taxa variação diária do estoque de água do aquífero ($\frac{dWa}{dt}$). Para separar os efeitos do fluxo de drenagem puramente livre do combinado com fluxo de ascensão capilar, são mostrados apenas os resultados das simulações cmic0 e cmic1. Na simulação cmic0 verifica-se que durante a época chuvosa o fluxo de recarga (Q) é mais frequente e eficiente no aumento do estoque de água no aquífero ($\frac{dWa}{dt}$ positivo), superando ligeiramente as perdas por escoamento de base (R_{sb}) (experimento cmic0).

Na simulação *cmic1* as flutuações dos fluxos acontecem em escala mais frequente e rápida, em conexão com a ocorrência dos eventos de precipitação. Enquanto os fluxos de recarga são maiores que os da simulação *cmic0* também acompanhando a ocorrência mais frequente de precipitação durante a época chuvosa. Já na época seca a recarga do aquífero apresenta variabilidade diária intensa, que favorece a ocorrência de variações positivas de $\frac{dWa}{dt}$, com redução das perdas por escoamento de base, o que não ocorre na simulação *cmic0*.



Figura 18 – Climatologia dos fluxos médios diários de recarga (*Q*), e escoamento de base (R_{sb}), juntamente com a taxa de variação diária do estoque de água no aquífero ($\frac{dWa}{dt}$).

5.4. Análise do efeito memória do estoque de água: condições extremas

Nas seções anteriores foi mostrado que a dinâmica do estoque de água no solo e no aquífero é influenciada pela variabilidade da precipitação e pelos próprios fluxos de interação solo-aquífero, além das propriedades físicas do solo e do aquífero. Para avaliar a influência da variabilidade da precipitação nos fluxos de água solo-aquífero foram selecionados dois períodos com anos anômalos úmidos (2006-2007) e secos (2015-2016) extremos ocorridos durante as últimas três décadas. Estes eventos foram escolhidos em função do total de precipitação registrado e das condições hidrológicas extremas resultantes pelas quais a região passou nas últimas décadas.

5.4.1. Cheia de 2006-2007

Na análise da condição úmida verifica-se que durante o período de junho de 2006 a junho de 2007 o modelo Noah-MP+SIMGM simulou pequenas variações no estoque de água no solo e no aquífero. Essa condição estável persistiu mesmo com a ocorrência de precipitação com taxas menores (parte superior na Figura 19. A regularidade da distribuição dos eventos de precipitação contribui para condição persistente de solo úmido em todas as camadas, sem alterações drásticas no estoque de água. A condição do estoque de água no solo se torna ainda mais úmida nas demais simulações em função da contribuição do fluxo de água ascendente fornecido pelo aquífero.

Como efeito, tem-se que a época seca de 2006 quase não apresentou redução do estoque de água no solo e no aquífero, e mesmo com a oscilação para baixo dos estoques de água associado a uma redução da precipitação durante março de 2007, a condição ainda se manteve úmida, de tal forma que o retorno das chuvas intensas e frequentes nos meses seguintes, ocasionou uma elevação rápida e persistente do estoque de água do sistema solo-aquífero que se manteve até o final da estação chuvosa de 2007. A contribuição do fluxo de

65

água ascendente é marcante nesta recuperação em função da condição úmida do solo permitir uma interação quase imediata com o aquífero que, por meio do fluxo de capilaridade, reforça o conteúdo de água das camadas do solo acima, antecipando o efeito de elevação do estoque de água no solo, como mostrado nas curvas de estoque de água no período de fevereiro a maio de 2007 (Figura 19).



Figura 19 – Variação do estoque de água no solo e no aquífero durante o período de junho 2006 a junho de 2007.

Como resultado, tem-se que a transição da estação seca para chuvosa em um ano úmido, os níveis do estoque de água estão elevados, e com a permanência da estação chuvosa, reforça o nível do aquífero que permanece estável neste caso. E que a água armazenada no solo é parcialmente devolvida ao aquífero, que pode retorna através do fluxo ascensional.

5.4.2. Seca de 2015-2016

Na série temporal de estoque de água do aquífero percebe-se bem as fortes reduções associadas com os eventos das recentes secas, que assolaram a Amazônia alcançando a região central. Para avaliar as mudanças nos fluxos de recarga e de escoamento de base associados à condição de seca foi escolhido o evento de 2015-2016 para uma análise mais detalhada, cujo impacto foi o mais intenso em termos de aumento de temperatura da superfície do mar (Jiménez-Muñoz *et al.*, 2016) e na redução da precipitação, que se mostrou a mais baixa dos últimos 35 anos (Liu *et al.*, 2017).

O impacto desse evento foi representado claramente nas simulações do modelo Noah-MP+SIMGM como mostrado anteriormente. Agora é analisado o quanto a condição de estoque de água do aquífero, em termos de interação mais efetiva com solo a superfície, modifica o comportamento dos fluxos de água e até mesmo o armazenamento hídrico de todo o sistema.

Na Figura 20, são apresentados os resultados dos estoques de água no solo e aquífero durante o período de janeiro de 2015 a setembro de 2016. A regularidade na distribuição da precipitação de janeiro a julho de 2015, mantém o nível dos estoques de água elevados em todo o sistema na simulação do modelo Noah-MP (*cmic0*), cujo cenário é no sentido de intensificar as condições mais úmidas nas simulações *cmic2, cmic4, cmic6, cmic8 e cmic10*. À medida que se avança na época seca de 2015, a redução da precipitação provoca um rebaixamento dos estoques de água em todo o sistema até o final de outubro de 2015. Quando ocorre a retomada dos eventos de precipitação, inicia uma

trajetória de recuperação do estoque de água nas camadas superficiais do solo, mas com certa variabilidade, acompanhando a ocorrência desses eventos de precipitação.

Esse comportamento não é verificado na camada mais profunda do modelo, e tão pouco no aquífero, cujas condições de redução do estoque de água persiste até janeiro de 2016, para a camada profunda do solo, e até abril de 2016 para o aquífero. Após a ocorrência de eventos de precipitação mais intensos inicia-se o restabelecimento dos estoques de água do sistema, atingindo rapidamente a condição de estoque hídrico simulada na época chuvosa de 2015. Isso acontece porque a condição úmida das camadas mais superficiais do solo aumenta a condutividade hidráulica do solo tornando o fluxo vertical de água mais intenso e próximo a condição de saturação do solo.



Figura 20 – Variação do estoque de água no solo e no aquífero durante o período de ocorrência do evento *El Niño* (2015-2016).

A incorporação da interação solo-aquífero através do fluxo ascensional é marcante na regulação do saldo dos fluxos drenados, cujo efeito é progressivo no sentido de compensar as perdas de água por drenagem livre durante o período de forte redução da precipitação e mantendo estoque de água no solo elevado às custas da redução do estoque de água do aquífero. No caso do aquífero, o efeito do aumento do fluxo ascensional é de intensificar a redução do estoque de água subterrânea tendo em vista ser esta a principal fonte de água para as camadas do solo acima. Isso tornou o impacto da redução da precipitação em fevereiro de 2016 favoreceu o rápido umedecimento do solo superficial, e que no mês seguinte intensificou a rápida drenagem da água para o aquífero.

Essa dinâmica dos estoques de água no solo e aquífero influencia e é influenciada pelas mudanças nos fluxos de recarga e fluxo de base, cujo balanço determina as variações do estoque de água do aquífero.

6. DISCUSSÕES

Neste trabalho foi desenvolvido um estudo da dinâmica dos fluxos hidrológicos subsuperficiais em escala interanual para a região central da Amazônia. Como diferencial, utilizou-se um sistema de modelagem que integrou a camada do solo e o aquífero, composto pelo modelo Noah-MP (Niu *et al.*, 2011) e o *SIMple Groundwater Model (SIMGM)* de Niu *et al.*, 2007. O *SIMGM* foi acoplado ao esquema de coluna de solo de várias camadas do Noah-MP, e parametriza as interações entre a dinâmica da umidade do solo e a água subterrânea de um ecossistema de floresta tropical considerando um aquífero não confinado (Niu *et al.*, 2007). O princípio deste modelo é que o armazenamento de água do aquífero representa a maior parte do estoque de água continental (desprezando os armazenamentos de rios e lagos) e, portanto, é o principal regulador das variações interanuais dos fluxos hidrológicos.

Desta maneira o modelo Noah-MP-SIMGM não contempla uma conexão direta com as águas superficiais e tão pouco tampouco quanto a interação desta com o aquífero. Apesar dessas limitações, o modelo tem sido amplamente utilizado em estudos hidrológicos de grandes bacias com outros esquemas de superfície (*CLM*; Oleoson *et al.*, 2008; *LEAF*; Niu *et al.*, 2011).

O objetivo deste trabalho foi avaliar o potencial de aplicação do modelo Noah-MP-SIMGM como sistema integrado solo-aquífero, em escala multianual, e avaliar a resposta hidrológica de um ecossistema de floresta tropical na Amazônia Central às condições climáticas anômalas ocorridas nas últimas décadas. Para isso, foram utilizadas séries longas de dados forçantes atmosféricas que apresentassem representatividade na escala de variabilidade sazonal e interanual, e que ao mesmo tempo detivesse qualidade nas variáveis meteorológicas chaves.

A análise comparativa com as medidas disponíveis mostrou resultados satisfatórios em relação aos dados de reanálise do ERA5 (Copernicus, 2017). A comparação com medidas locais de longo prazo de todas as variáveis meteorológicas chaves mostrou boa relação nas escalas de variabilidade sazonal e interanual como mostrado nas análises. Ressalta-se que, mesmo tendo diferenças com os dados medidos, particularmente com a velocidade do vento, os resultados usando a reanálise ERA5 mostrou-se satisfatório quanto a captura da variabilidade do clima e seus impactos no balanço hidrológico local, em especial, na representação das condições dos anos extremos de seca e cheia.

Mesmo que a estratégia de modelagem com aquífero explícito tenha sido usada em trabalhos recentes (Miguez-Macho e Fan, 2012; Pokhrel *et al.*, 2013), as análises dos fluxos em escala interanual não foram contempladas, limitandose a caracterização climatológica dos resultados do escoamento total médio de toda bacia. O diferencial desse trabalho está no fato de aliar bases de dados locais e regionais de medidas hidrológicas e meteorológicas, desde a superfície até o aquífero, utilizando séries multianuais e avaliando as variações de fluxos e estoques de água em função dos extremos climáticos. Além disso, investigou-se com que medida a interação entre solo e aquífero é importante. Através das análises de sensibilidade do modelo considerando diferentes intensidades de e fluxo ascensional de água do aquífero para o solo, verificou-se que para solos rasos os impactos são relevantes e determinantes para a resiliência do estoque de água continental através do efeito memória do sistema subterrâneo. Mesmo considerando condições idealizadas de sensibilidade, os resultados obtidos aqui apontam para a importância de mecanismos de interação com a água subterrânea para retardo ou intensificação dos efeitos de anomalias climáticas, em especial durante condições de seca. Ao mesmo tempo aponta uma ligação forte entre a condição úmida do solo a superfície e o rápido restabelecimento do estoque de água do aquífero durante a estação chuvosa na região central.

7. CONCLUSÕES

Este trabalho desenvolveu simulações utilizando o modelo do sistema integrado solo-aquífero Noah-MP-SIMGM, e avaliou a representação da variação sazonal e interanual do estoque de água nos diferentes compartimentos (solo e aquífero). Além disso, avaliou-se a sensibilidade dos estoques de água às condições da fronteira inferior do modelo considerando os fluxos de interação por drenagem livre e por efeito de capilaridade.

A calibração do modelo NOAH-MP com os parâmetros do solo representativos da área de estudo permitiu que a determinação da umidade do solo com melhor ajuste para a camada de até 1m de profundidade. Enquanto que na camada inferior os resultados do conteúdo volumétrico de água no solo mostraram-se subestimados. Esse efeito de secamento na última camada do solo pode estar relacionado ao processo de drenagem livre adotado na camada de base do modelo.

A incorporação da interação solo-aquífero na camada de base do modelo NOAH-MP favoreceu o umedecimento das camadas superiores do solo, e esse efeito foi maior à medida que a fração do conteúdo de microporosidade do solo aumentou. A inclusão explícita do aquífero (*SIMGM*) no modelo NOAH-MP mostrou habilidade para simular as anomalias de estoque de água no sistema solo-aquífero durante a ocorrência de extremos climáticos secos, como em 2015-2016.

O efeito da drenagem livre favorece o secamento das camadas de solo enquanto mantém o nível do estoque de água do aquífero. Já a intensificação do efeito do fluxo ascensional por capilaridade age no sentido contrário. Esse mecanismo de compensação atuou principalmente durante o período de estiagem, e mais fortemente em anos extremos de seca. O efeito do fluxo ascensional por capilaridade reduz o estoque de água do aquífero durante o período de secamento do solo, intensificando o déficit hídrico subterrâneo. Porém, na fase de retomada das chuvas, a condição mais úmida do solo superficial favorece a recarga e a recuperação do estoque de água do aquífero mais rapidamente.

A principal limitação do trabalho refere-se a condições do solo raso permitida pelo modelo e limitada a discretização de quatro camadas até a base do modelo, o que remete a uma distribuição das espessuras das camadas do solo bem irregular. Em condições menos úmidas, como o leste da Amazônia, o lençol freático se mostra mais distante da camada de base do modelo e, portanto, exigindo uma nova distribuição de camadas do solo. O ideal é introduzir desenvolvimentos no código que permitam atribuição de multicamadas para a aplicação mais universal da parametrização solo-aquífero.

REFERÊNCIAS

Aragão, L.E.O, Anderson, L.O., Fonseca, M.G., Rosan, T.M., Vedovato, L.B., Wagner, F.H., et al. (2018). 21st Century drought-related fires counteract the decline of Amazon deforestation carbono emissions. Nature communications, 9(1), 1-12p.

Aragão, L.E.O.; Malhi, Y., Roman-Cuesta, R.M.; Saatchi, S.; Anderson, L.O.; Shimabukuro, Y.E. (2007). Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts. *Geophysical Research Letters*, 34(7).

Araújo, A. C.; Nobre, A.D.; Kruijt, B.; Elbers, J.A.; Dallarosa, R., *et al.* (2002). Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. *Journal Geophysical Research*, 107(D20).

Arraut, J.M.; Nobre, C.; Barbosa, H.M.J.; Obregon, G.; Marengo, J. (2012). Aerial Rivers and Lakes: Looking at Large-Scale Moisture Transport and Its Relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America, *25(2), 543–556.*

Ball, J.T.; Woodrow, I.E.; Berry, J.A. (1987). A model predicting stomatal conductance and its contribuition to the control of photosynthesis under differente environmental conditions. In: Biggens, J. (Ed), *Process in Photosynthesis Research*, Martinus Nijhoff, Dordrecht, 1:221–234p.

Barichivich, J.; Gloor, E.; Peylin, P.; Roel, J. W. Brienen, J.S. *et al.* (2018). Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened Walker circulation. Science Advances, 4 (9): eaat8785.

Bravard, S.; Righi, D. (1989). Geochermical differences in an Oxisol-Spodosol toposequence of Amazonia, Brazil., *Geoderma*, 44(1), 29-42p.

Broedel, E. (2012). Estudo da dinâmica de água no solo em uma área de floresta primária não perturbada na Amazônia Central. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente - CLIAMB.

Broedel, E.; Tomasella, J.; Candido, L. A.; von Randow, C. (2017). Deep soil water dynamics in an undisturbed primary forest in central Amazonia: differences between normal years and the 2005 drought. *Hydrology Processes*, 31(9), p. 1749-1759p.

Cai, X., Yang, Z.L; David, C.H; Niu, G.Y; *et al.* (2014). Hydrological evaluation of the Noah-MP land surface model for the Mississippi River Basin. *Journal Geophysical Research Atmosphere*, 119(1), 23–38p.

Carneiro, V.M.C.; Higuchi, N.; Santos, J. (2005). Composição Florística e Análise Estrutural da Floresta de Terra Firme na Região de Manaus, Estado do Amazonas, Brasil. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônica, 1:91-91.

Chen, J.L.; Wilson, C.R.; Tapley, D.B. 2010. The 2009 exceptional Amazon flood an interannual terrestrial water storage change observed by GRACE. *Water Resources Research*, 46(12).

Clapp e Hornberger, (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14(4), 601-604p.

Coelho, C.; Cavalcanti, I.; Ito, R.; Luz, G.; Santos, L.; Nobre, C.A.; Marengo, J.A.; Pezza, A.B. (2013). As secas de 1998, 2005 e 2010. Análise climatológica. In: De Simone Borma L, Nobre CA (*Ed.*). Secas na Amazônia: Causas e Consequências. Oficina de Textos Press, São Paulo, 89–116p.

Copernicus Climate Change Service (C3S). (2017). ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. *Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS)*. (https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home). Acesso em 04/03/2019.

Cox, P.; Harris, P.; Huntingford, C. *et al.* (2008). Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerossol pollution. *Nature*. 453: 212-215.

Cuartas, L. A. (2008). Estudo Observacional e de Modelagem Hidrológica de Uma Microbacia em Floresta Não Pertubada na Amazônia Central. PhD thesis, Tese (Doutorado). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. São José dos Campos, São Paulo. 221p.

Cuartas, L.A.; Tomasella, A.D.; Nobre, C.A.; Hodnett, M.J., Waterloo, M.F. (2012). Distributed hydrological modeling of a micro-scale rainforest watershed in Amazonia: model evaluation and advances in calibration using the new HAND terrain model. *Journal Hydrological*, 462, 15-27p.

Cuntz, M; Mai, J; Samaniego, L; Martun, C; *et al.* (2016). The impact of standard and hard-coded parameters on the hydrologic fluxes in the Noah-MP land surface model. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 121(18), 676-700p.

Dickinson, R. E., M. Shaikh, R. Bryant, L. Graumlich. (1998). Interactive canopies for a climate model. *Journal of Climate*, 11(11), 2823-2836p.

Espinoza, J.C.; Ronchail, J.; Guyot, J.L.; Cocheneau, G.; Filizola, N.; Lavado, W.; de Oliveira, E.; Pombosa, R.; Vauchel, P. (2009). Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29(11), 1574–1594p.

Espinoza, J.C.; Ronchail, J.; Guyot, J.L.; Junquas, C.; Vauchel, P.; Lavado, W.; *et al.* (2011). Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): understanding the exceptional 2010 drought. *Geophysical Research Letters*, 38(13).

Espinoza, J.C.; Ronchail, J.; Frappart, F.; Lavado, W.; Santini, W.; Guyot, J.L. (2013). The major floods in the Amazonas river and tributaries (Western Amazon basin) during the 1970–2012 period: a focus on the 2012 flood. *Journal of Hydrometeorology*, 14(3),1000–1008p.

Espinoza, J.C.; Marengo, J.A.; Ronchail, J.; Molina, J.; Noriega, L.; Guyot, J.L. (2014). The extreme 2014 flood in South-Western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. Environmental Research Letters, 9(12), 124007.

Espinoza, J. C., Sörensson, A. A., Ronchail, J., Molina-Carpio, J., Segura, H., Gutierrez-Cori, O, *et al.* (2019). Regional hydro-climatic changes in the Southern Amazon Basin (Upper Madeira Basin) during the 1982–2017 period. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, *26*, 100637p.

Falesi, I. (1971). Solos do distrito Agropecuário da Suframa. Bol. Instituto de Pequisa e Experimentação Agropecuária da Amazônia Ocidental. Série: Solos. Manaus-AM, 1(1):99p.

Fan, Y., Li, H., Miguez-Macho, G. (2013). Global Patterns of Groundwater Table Depth, *Science*, 339, 940-943p.

Fan, Y., Miguez-Machi, G. Weaver, C.P., Walki, R., and Robock, A. (2007). Incorporating water table dynamics in climate modeling: 1. Water table observations and equilibrium water table simulations. *Journal of Geophysical Research Atmosphere*, 112(10),10125p.

Fan, Y.; Miguez-Macho, G. (2010). Potential groundwater contribution to Amazon evapotranspiration. *Hydrology and Earth System Sciences*. 14(10), 2039-2010p.

Feitosa, F.A.C. (2008). Hidrologia Águas Subterrâneas. 3.ed.rev. e ampl.- Rio de Janeiro: CPRM. LABHID, 2008, 812p

Fernandes, K.; Rong, F.; Betts, A.K. (2008). How well does the ERA40 surface water budget compare to observations in the Amazon River basin. Journal of Geophysical Research, 113(D11), D11117.

Ferraz, J.; Ohta, S.; Sales, P.C. de. (1998). Distribuição dos solos ao longo de dois transectos em floresta primária ao norte de Manaus (AM). In: Higuchi, N.;

Campos, M.A.A.; Sampaio, P.T.B.; Santos, J. dos (*Eds*). Pesquisas florestais para a conservação da floresta e reabilitação de áreas degradadas da Amazônia. INPA. Manaus-AM. 111114.

Ferreira, S. J. F.; Luizão, F. J.; Miranda, S. A. F.; Silva, M. S. R.; Vital, A. R. T. (2006). Nutrientes na solução do solo em floresta de terra firme na Amazônia Central submetida à extração seletiva de madeira. *Acta Amazônica*, 36(1), 59-68p.

Ferreira, S.J.F.; Miranda, S.A.F.; Silva, C.C; Marques Filho, A.O. (2012). Efeito da pressão antrópica sobre igarapés na Reserva Florestal Adolpho Ducke, área de floresta na Amazônia Central. *Acta Amazônica*, 42(4), 533-540p.

Filizola N.; Latrubesse, E.M.; Fraizy, P.; Souza, R.; Guimarães, V.; Guyot, J.L. (2014). Was the 2009 flood the most hazardous or the largest ever recorded in the Amazon? *Geomorphology*, 215, 99–105p.

Getirana, A.C.V.; Dutra, E.; Guimberteau, M.; Kam, J.; Li, H.Y.; Dechame, B.; *et al.* (2014). Water balance in the Amazon basin from a land surface model ensemble. *Journal of Hydrometeorology*, 15(6): 2586-2614p.

Gloor, M. R. J. W., Brienen, R. J., Galbraith, D., Feldpausch, T. R., Schöngart, J., Guyot, J. L., Phillips, O. L. (2013). Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. *Geophysical Research Letters*, *40*(9), 1729-1733p.

Guedes, A. E. D. S.; Candido, L. A.; Santo, A. R. S. E. (2013). Variabilidade do estoque de água continental e sua relação com as cheias e vazantes extremas na Amazônia. *Ambi-Água*, Taubaté, v. 8, n. 2, 88-99p.

Guedes, Ana Emília Diniz Silva. (2010). Influência da variabilidade do estoque de água continental na configuração de condições hidroclimáticas extremas na bacia amazônica. Manaus:[s.n.]. 81 f. Dissertação de Mestrado. Programa de

Pós-Graduação em Clima e Ambiente - CLIAMB. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – INPA.

Guimarães, P.R.B. (2012). *Métodos Quantitativos Estatísticos*. 1.ed.rev, Curitiba, PR: IESDE, Brasil, 2012, 252p.

Higuchi, N. (1998). Análise estrutural da floresta primária da bacia do rio Cuieiras, ZF-2, Manaus-AM. Brasil. In. Santos, J.; Vieira, G.; Ribeiro, R.J.; Sakurai, S.; Ishizuka, M.; Sakai, T.; Tanaka, N.; Saito, S. (Ed.). Pesquisas florestais para a conservação da floresta e reabilitação de áreas degradadas da Amazônia. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, Amazonas, p. 50-81.

Jiménez-Muñoz J.C.; Mattar, C.; Barichivich, J.; Santamaría-Artigas, A.; Takahashi, K, Malhi, Y.; *et al.* (2016). Record-breaking warming an extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016. *Scientific Repeports*.

Lesack, L. F. W. (1993). Water balance and hydrologic characteristics of a rain forest catchment in the Central Amazon Basin. *Water Resources Research*, 29(3), 759-773p.

Lewis, S.L.; Brando, P.M.; Phillips, O.L.; van der Heijden, G.M.F.; Nepstad, D. (2011). The 2010 Amazon drought. *Science*, 331(6017), 554–554p.

Liu, J.; Yang, H.; Gosling, S.N.; Kummu, M.; Flörke, M. *et al.*, (2017). Water scarcity assessments in the past, present and future. *Earth's Future*, 5, no. 6, 545-559p.

Luizão, F.J. (1995). Ecological Studies in Contrating Forest Types in Central Amazônia. PhD. Thesis. *University of Stirling*, Scotland. UK. 250 p.

Luizão, R. C. C.; Luizão, F. J.; Paiva, R. Q.; Monteiro, T. F.; Sousa, L. S.; Kruijt, B. (2004). Variation of carbono and nitrogen cycling processes along a topographic gradiente in a central Amazonian forest. *Global Change Biology*, *Oxford*, 10(5), 92-600p.

Maeda, E.E.; Kim, H.; Aragão, L.E.O.C.; Famiglietti, J.S.; Oki, T. (2015). Disruption of hydroecological equilibrium in southwest Amazon mediated by drought. *Geophysical Research Letters*, 42(18), 7546-7553p.

Marengo, J.A.; Nobre, C.A.; Tomasella, J.; Oyama, M.D.; Oliveira, G.S.; de Oliveira, R.; *et al.* 2008. The drought of Amazonia in 2005. Journal of Climate, 21, 495–516p.

Marengo, J.A.; Tomasella, J.; Alves, L.M.; Soares, W.R.; Rodriguez, D.A. (2011) The drought of 2010 in the context of historical droughs in the Amazon region. Geophysical Research Letters, 38(12), 1-5p.

Marengo, J.A.; Borma, L.S.; Rodriguez, D.A.; Pinho, P.; Soares, W.R.; Alves, L.M. (2013a). Recent extremes of drought and flooding in Amazonia: Vulnerabilities and Human Adaptation. *American Journal of Climate Change*, 2(2), 87–96p.

Marengo, J.A.; Alves, L.M.; Soares, W.R.; Rodriguez, D.A.; Camargo, H.; Paredes, M.; Diaz, P.A. (2013b). Two contrasting seasonal extremes in tropical South America in 2012: flood in Amazonia and drought in Northeast Brazil. *Journal Climate*, 26(22), 9137–9154p.

Marengo, J.A.; Espinoza, J.C. (2016). Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. International Journal of Climatology, 36(3), 1022-1050p.

Marengo, J. A.; Espinoza, J. C.; Ronchail, J.; Alves, L. M.; Baez, J. (2017). Regional Climates - Central South America, in "State of the Climate in 2016". *Bulletin of the American Meteorological Society*. 98(8), 187–190p.

Marengo, J. A., Souza Jr, C. M., Thonicke, K., Burton, C., Halladay, K., Betts, R. A. *et al.* (2018). Changes in climate and land use over the amazon region: current and future variability and trends. *Frontiers in Earth Science*, *6*, 228p.

Markewitz, D., Devine, S., Davidson, E., Brando, P., e Nepstad, D. (2010). Soil moisture depletion under simulated drought in the Amazon: impacts on deep root uptake. New Phytologist, 187:592–607.

Marques, J. D. O., Luizão, F. J., Teixeira, W. G., Sarrazin, M., Ferreira, S. J., *et al.* (2015). Distribution of organiccarbon in different soil fractions in ecosystems of central Amazonia. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 39(1), 232–242p.

Marques, J.D.O.; Libardi, P.L.; Teixeira, W.G.; Reis, A.M. (2004). Estudo de parâmetros físicos, químicos e hídricos de um Latossolo Amarelo, na região Amazônica. *Acta Amazônica*, 34(2), 145-154p.

Martinez, J.A.; Dominguez, F.; Miguez-Macho, G. (2016). Impacts of a Groundwater Scheme on Hydroclimatological Conditions over Southern South America. *Journal of Hydrometeorology*, 17(11), 2959-2978p.

Martínez, T. A.; Miguez-Macho, G. (2019). Groundwater influence on soil moisture memory and land–atmosphere interactions in the Iberian Peninsula, Hydrology Earth System Science, 23(12), 4909-4932p.

Miguez-Macho, G., Fan, Y. (2012a). The role of groundwater in the Amazon water cycle: 2. Influence on seasonal soil moisture and evapotranspiration, J. Geiphys. Res. Atmos., 117, d15114.

Miguez-Macho, G.; Fan, Y. (2012b). The role of groundwater in the Amazon water cycle: 2. Influence on seasonal soil moisture and evapotranspiration, *Journal of Geophysical Research*, 117(D15), D15114. Htpps://doi:10.1029/2012jd017540.

Miguez-Macho, G.; Fan, Y.; Weaver, C.O.; Walko, R.; Robock, A. (2007). Incorporating water table dynamics in climate modeling: 2. Formulation, validation, and soil moisture simulation, *Journal Geophysical Research*, 112(D13). Miranda, E. (2002). Padrão de desenvolvimento radial horário do fuste de três espécies florestais típicas da Amazônia utilizando dendrômetros automáticos. Manaus: [s.n]. 75 f. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia / Universidade Federal do Amazonas, Manaus, Amazonas.

Monteiro, M. (2013). Estudo integrado da dinâmica do carbono, nitrogênio da hidrologia em uma microbacia da Amazônia Central. Manaus: [s.n.]. 139p. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Amazonas/ Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, Amazonas.

Nepstad, D.C.; Carvalho, C.R.; Davidson, E.A.; *et al.* (1994). The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian florests and pastures. Nature, v. 372, 666-660p.

Niu, G -Y.; Yang, Z.L.; Dickinson, R.E.; Gulden, L.E.; Su, H. (2007). Development of a simple groundwater model for use in climate models and evalution with Gravity Recovery and Climate Experiment data, *Journal Geophysical Research*, 112(D07) 103p.

Niu, G.-Y, Yang, Z.L. (2006). Effects of Frozen Soil on Snowmelt Runoff and Soil Water Storage at a Continental Scale. *Journal of Hydrometeorology* 7(5), 937-952p.

Niu, G.-Y, Yang, Z.L.; Mitchell, K.E.; Chen, F.; Michael, B.E., *et al.* (2011). The Community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evalution with local-scale measurement, *Journal Geophysical Research*, 116(D12).

Niu, G-Y.; Yang, Z. L.; Dickinson, R. E.; Gulden, L. E. (2005). A simple TOPMODEL-based runoff parametrization (SIMTOP) for use in global climate models. *Journal of Geophysical Research*, 110(21), 1-15p.

Oleson, K. W.; Niu, G.Y.; Yang, Z.L.; Lawrence, D.M.; Thornton, P.E., *et al.* (2008). Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrological cycle, Journal Geophysical Research, 113(G1).

ORNL DAAC, (2018). MODIS and VIIRS Land Product Subsets RESTful Web Service. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA. 2018. Acesso em: 07/05/2019. https://doi.org/10.3334/ORNLDAAC/1379.

Paiva, R.; Buarque, D.; Collischonn, W.; Bonnet.; Frappart, F. *et al.*, (2013). Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin, *Water Resources Research*, 49(3), 1226–1243p.

Panisset, J.S.; Libonati, R.; Gouveia, C.M.P.; Machado, S.F.; França, D.A.; *et al.* (2018). Contrasting patterns of the extreme drought episodes of 2005, 2010 and 2015 in the Amazon Basin. International Journal of Climatology.

Pfeffer, J.; Seyler, F.; Bonnet, M.P.; Calmant, S.; Frappart, F., *et al.* (2014). Lowwater maps of the groundwater table in the central Amazon by satellite altimetry, *Geophysical Research Letters*, 41(6), 1981–1987p.

Phillips, O.L.; Aragão, L.E.O.C.; Lewis, S.L.; Fisher, J.B.; Lloyd, J.; López-González, G.; *et al.* (2009). Drought sensitivity of the Amazon rainforest. *Science*. 323:1344–1347p.

Pilotto, Isabel.; Rodriguez, D.; Tomasella, J.; Sampaio, G.; Chou, S.C. (2015). Comparisons of the Noah-MP land surface model simulations with measurements of forest and crop sites in Amazonia. *Meteorology Atmospheric Physics*. 1-13p.

Pokhrel, Y. N.; Fan, Y.; Miguez-Macho, G.; Yeh, P.J.F.; Han, S.C. (2013). The role of groundwater in the Amazon water cycle: 3. Influence on terrestrial water storage computations and comparison with GRACE, *Journal Geophysical Research Atmospheres*, 118(8), 3233–3244p.

Radambrasil. (1978). Levantamento de Recursos Naturais. Ministério de Minas e Energia. Projeto Radambrasil, Rio de Janeiro, 1978, 628p.

Santaren, D.; Peylin, P.; Bacour, C.; Ciais, P.; Longdoz, B. (2014). Ecosystem model optimization using in situ flux observations: benefit of Monte Carlo versus variational schemes and analyses of the year-to-year model performances. Biogeosciences, 11(24), 7137–7158.

Sapucci, L.F. (2014). Evaluation of Modeling Water-Vapor-Weighted Mean Tropospherica Temperature for GNSS-Integrated Water Vapor Estimates in Brazil, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(3), 715-730p.

Satyamurty P.; da Costa, C.P.W.; Manzi, A.O.; Candido, L.A. (2013). A quick look at the 2012 record flood in the Amazon basin, *Geophysical Research Letters*, 40(7),1396–1401p.

Sena, J.A.; Beser, D.L.B.; Fretas, M.A.V.; Costa, L. (2012). Extreme events of droughts and floods in Amazonia: 2005 and 2009. *Water Resour Manage*, 26(6), 1665–1676p.

Souza, E.B., *et al.* (2000). On the influences of the El Niño, La niña and Atlantic Dipole Paterni on the Amazonian Rainfall during 1960-1998. *Acta Amazônica*, 30(2), 305-318p.

Swenson, S.C. (2012). GRACE monthly land water mass grids NETCDF RELEASE 5.0. Ver. 5.0. PO. DAAC, CA, USA. Acesso em: 16/09/2019.

Tomasella, J.; Hodnett, M.G.; Cuartas, L.A.; Nobre, A.D.; Waterloo, M.J.; Oliveira, S.M. (2008). The water balance of an Amazonian micro-catchment: the effect of interanual variability of rainfaill on hydrological behaviour. *Hydrological Processes*, 22(13), 2133-2147p.

Tomasella, J., Borma, L. S., Marengo, J. A., Rodriguez, D. A., Cuartas, L. A., A. Nobre, C., & Prado, M. C. (2011). The droughts of 1996–1997 and 2004–2005 in

Amazonia: hydrological response in the river main stem. *Hydrological Processes*, 25(8), 1228-1242p.

Tomasella, J., Pinho, P. F., Borma, L. S., Marengo, J. A., Nobre, C. A., Bittencourt, O. R., Cuartas, L. A. (2013). The droughts of 1997 and 2005 in Amazonia: floodplain hydrology and its potential ecological and human impacts. *Climatic Change*, *116*(3-4), 723-746p.

Tóta, J., Fitzjarrald, D., Dias, M.A.F. (2012). Amazon Rainforest Exachange of Carbon and Subcanopy Air Flow: Manaus LBA Site-A Complex Terrain Condition. *The Scientific World Journal*, 1-19p.

Trancoso, R. (2006). Mudanças na cobertura da terra e alterações na resposta hidrológica de bacias hidrográficas na Amazônia. Manaus [s.n.]. 132 f. Dissertação de Mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia - INPA. Tucci, C. (2002). Hidrologia: Ciência e aplicação. Porto Alegre: 3r (ed.), Universidade Federal do Rio Grande do Sul e Edusp.

UPPALA, S., *et al.* (2005). ERA-40 re-analysis. Quartely Journal Royal Meteorological Society, 131, 2961-3012. 2005.

Von Randow, R.C.S.; Alvalá, R.C.S. (2006). Estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Pantanal Sul Mato-Grossense durante os períodos secos de 1999 e 2000. Revista Brasileira de Meteorologia, 21(3), 398-412p.

Yin, J., Zhan, X. (2020). Scale Impact of soil moisture observations to Noah-MP Land Surface Model Simulations. Remote Sens. 12, 1169.

Zeng, N.; Yoon, J.H.; Marengo, J.A.; Subramaniam, A.; Nobre, C.A.; Mariotti, A.; Neelin, D. (2008). Causes and impacts of the 2005 Amazon drought, *Environmental Research Letters*, 3(1), 014002.

Zeng, N.; Yoon, J.H.; Mariotti, A.R.; Swenson, S. (2008). Variability of Basin-Scale Terrestrial Water storage from a PER Water Budget Method: The Amazon and the Mississippi. *Journal of Climate*, 21(2), 248-264p.

Zheng, D.; Velde, R.; Su, Z.; Wang, X.; Wen, J., *et al.* (2015). Augmentations to the Noah Model Physics for Application to the Yellow River Source Area. Part I: Soil Water Flow. *Journal of Hydrometeorology*, 16(6), 2659–2676p.

Anexo 1

Tabela 3– Índices estatísticos para cada mês (m=média, med= mediana, sd=desvio padrão, var=variância) das variáveis da torre meteorológica K34/Zf2 e ERA5.

mês	indic	tar51_z	ta2m_ER	wnd_zf	wnd_ER	ur51_zf	ur2m_ER	Swd_zf	Swd_ER	Lwd_zf	Lwd_ER	Prec_RF	Prec_ER
	e	<u>t2</u>	A5	2	<u>A5</u>	2	A5	2	A5	2	A5		A5
Jan	m	25,46	26,09	2,03	2,18	88,68	85,71	175,71	181,16	431,04	420,76	9,25	9,39
	med	25,78	26,12	2,13	2,11	88,02	85,98	177,04	183,15	431,04	420,8	9,21	9,69
	sd	1,08	0,60	0,31	0,35	3,66	1,84	15,57	10,03	10,35	2,01	3,4	2,55
	var	1,17	0,35	0,09	0,12	13,4	3,39	242,40	100,67	107,03	4,04	11,55	6,52
fev	m	25,03	25,94	2,07	2,44	89,73	86,00	169,85	175,70	431,31	421,26	10,46	10,31
	med	24,85	25,87	2,04	2,36	90,28	87,39	167,16	175,50	430,81	420,41	11	10,66
	sd	1,1	0,73	0,17	0,4	2,61	3,29	18,2	20,12	9,51	3,09	4,29	3,24
	var	1,21	0,73	0,03	0,16	6,83	10,85	331,1	404,84	90,52	9,56	18,43	10,49
mar	m	24,81	0,54	1,98	2,23	89,68	87,57	180,98	170,83	432,19	421,03	10,48	11,82
	med	24,81	25,87	2,05	2,26	89,41	88,02	180,01	162,85	428,62	420,5	10,37	11,97
	sd	1,06	0,61	0,32	0,12	3,96	1,34	20,14	11,98	10,62	2,79	2,76	2,33
	var	1,13	0,38	0,10	0,01	15,67	1,79	405,45	143,61	112,73	7,79	7,61	5,42
abr	m	24,99	25,77	1,79	1,95	89,72	87,88	177,31	162,44	433,31	421,65	10,92	12,01
	med	25,29	25,80	1,86	1,95	89,45	87,58	170,55	160,79	429,74	421,57	10,58	11,68
	sd	1,02	0,24	0,33	0,08	3,57	0,69	20,29	11,39	10,56	2,62	3,17	2,62
	var	1,04	0,06	0,11	0,01	12,74	0,47	411,84	129,77	111,55	6,88	10,04	6,87
mai	m	25,04	25,72	1,72	1,87	89,72	87,83	169,01	149,93	431,04	421,44	8,83	10,75
	med	25,25	25,72	1,76	1,8	90,58	87,61	168,29	150,06	429,74	421,34	8,03	10,24
	sd	1,67	0,44	0,37	0,23	4,19	1,02	9,14	14,11	8,17	1,59	3,43	2,87
	var	2,79	0,19	0,14	0,05	17,55	1,05	83,52	198,99	66,79	2,53	11,77	8,26
jun	m	25,49	25,72	1,89	1,92	85,36	86,65	189,43	170,67	424,06	414,78	5,18	6,98
	med	25,53	25,65	1,84	1,86	84,88	86,30	191,24	173,34	419,39	414,88	4,82	7,30
	sd	1,16	0,45	0,31	0,27	3,61	1,28	18,23	14,22	12,00	1,8	1,85	1,92
	var	1,33	0,21	0,10	0,07	13,06	1,64	332,21	202,3	144,00	3,25	3,41	3,67

jul	m	25,81	26,02	1,98	1,92	82,35	84,83	201,91	192,43	423,58	412,19	3,39	5,12
	med	25,92	26,02	1,85	1,86	82,09	84,50	201,31	188,1	418,56	412,38	3,28	5,19
	sd	0,91	0,14	0,18	0,27	4,38	0,81	16,82	6,56	11,38	2,35	1,52	1,20
	var	0,83	0,02	0,03	0,07	19,23	0,66	283,05	43,08	129,48	5,53	7,38	4,80
ago	m	26,68	26,61	1,92	1,92	78,26	82,89	229,41	214,61	425,08	413,11	3,42	4,68
	med	26,73	26,36	1,88	1,85	76,41	84,27	225,74	213,79	421,1	413,41	2,98	4,74
	sd	0,69	0,52	0,2	0,18	6,42	2,57	20,12	9,26	13,84	1,44	1,77	1,30
	var	0,47	0,27	0,04	0,03	41,28	6,60	404,94	85,79	191,55	2,08	3,15	1,70
set	m	26,89	27,09	1,84	1,92	78,41	80,99	227,21	225,61	425,72	416,40	3,45	5,25
	med	26,67	27,14	1,81	1,88	77,22	81,59	217,78	218,61	423,18	415,93	3,41	5,24
	sd	0,87	0,88	0,13	0,20	8,11	4,89	22,12	12,84	12,98	1,89	1,72	1,40
	var	0,75	0,78	0,02	0,04	65,77	23,95	489,39	164,98	168,48	3,56	2,95	1,95
out	m	26,82	27,32	2,07	1,89	80,31	81,14	213,99	221,86	430,02	419,88	4,81	6,05
	med	26,59	27,47	2,04	1,86	78,11	81,89	211,69	222,12	424,72	420,15	4,87	6,08
	sd	0,70	0,59	0,13	0,13	6,90	2,91	16,93	10,82	12,83	2,26	1,92	1,52
	var	0,48	0,35	0,02	0,02	47,57	8,45	286,62	117,05	164,67	5,12	3,7	2,30
nov	m	26,45	26,98	1,95	1,84	80,96	82,9	195,85	210,99	429,67	420,47	7,24	7,03
	med	26,55	26,85	1,92	1,80	84,32	84,1	198,53	209,45	424,95	420,04	6,77	6,90
	sd	1,24	0,84	0,21	0,20	8,31	4,72	22,19	15,28	11,39	2,03	4,09	1,89
	var	1,54	0,7	0,04	0,04	69,00	22,26	492,38	233,41	129,71	4,14	16,74	3,57
dez	m	25,54	26,17	1,89	1,92	86,84	85,79	172,97	184,83	429,89	420,32	7,58	9,00
	med	25,94	26,2	1,87	1,89	87,91	85,61	174,52	185,46	424,27	419,54	7,57	8,76
	sd	1,04	0,44	0,12	0,14	5,13	1,7	11,08	12,52	11,65	1,95	3,2	1,66
	var	1,08	0,19	0,01	0,02	26,35	2,89	122,70	156,79	135,69	3,81	10,22	2,75