

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

DANIEL RIBEIRO LANGE

INTERCEPTAÇÃO DA CONDENSAÇÃO ATMOSFÉRICA POR FLORESTAS
NEBULARES DO PARQUE ESTADUAL PICO DO MARUMBI,
SERRA DO MAR PARANAENSE.

Curitiba
2024

DANIEL RIBEIRO LANGE

INTERCEPTAÇÃO DA CONDENSAÇÃO ATMOSFÉRICA POR FLORESTAS
NEBULARES DO PARQUE ESTADUAL PICO DO MARUMBI,
SERRA DO MAR PARANAENSE.

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Irani dos Santos
Coorientador: Dr. Mauricio Bergamini Scheer

Curitiba

2024

FICHA CATALOGRÁFICA

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Lange, Daniel Ribeiro
Interceptação da condensação atmosférica por florestas nebulares do
Parque Estadual Pico do Marumbi, Serra do Mar Paranaense / Daniel Ribeiro
Lange. – Curitiba, 2024.
1 recurso on-line : PDF.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências
da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geografia.

Orientador: Irani dos Santos
Coorientador: Mauricio Bergamini Scheer

1. Floresta Nebular. 2. Monitoramento Hidrológico. I. Universidade Federal
do Paraná. II. Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Santos, Irani
dos. IV. Scheer, Mauricio Bergamini. V. Título.

Bibliotecário: Leticia Priscila Azevedo de Sousa CRB-9/2029



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOGRAFIA -
40001018035P1

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOGRAFIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **DANIEL RIBEIRO LANGE** intitulada: **INTERCEPTAÇÃO DA CONDENSAÇÃO ATMOSFÉRICA POR FLORESTAS NEBULARES DO PARQUE ESTADUAL PICO DO MARUMBI, SERRA DO MAR PARANAENSE**, sob orientação do Prof. Dr. IRANI DOS SANTOS, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua **APROVAÇÃO** no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 20 de Maio de 2024.

Assinatura Eletrônica
06/06/2024 16:48:55.0
IRANI DOS SANTOS
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica
06/06/2024 17:18:27.0
MAURICIO BERGAMINI SCHEER
Coorientador(a)

Assinatura Eletrônica
10/07/2024 23:33:33.0
FERNANDO HELMUTH SYRING MARANGON
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica
13/08/2024 17:19:31.0
ANDRE EDUARDO BISCAIA DE LACERDA
Avaliador Externo (EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA)

Assinatura Eletrônica
06/06/2024 16:17:38.0
JORGE LUIZ MORETTI DE SOUZA
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ - PROG. CIÊNCIA DO SOLO)

Assinatura Eletrônica
06/06/2024 17:38:27.0
PEDRO AUGUSTO BREDÁ FONTÃO
Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Para Dirce Carvalho Ribeiro e Maria de Lourdes Ribas Lange.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que contribuíram para a realização deste trabalho, em especial à:

- Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior e Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Paraná pelo financiamento da pesquisa.

- Dr. Irani dos Santos e Dr. Mauricio Bergamini Scheer pelas orientações;
- Dra. Bruna Daniela de Araújo Taveira, Ma. Isabela Raquel Ramos Iensen, Dr. Gilson Bauer Schultz, Me. Lucas Jerszurki e Luan Marcos dos Reis Silva pelo auxílio na resolução dos desafios inerentes a pesquisa;

- Cleber Tony Cardoso, Marcos Amazonas Rocha de Almeida e Eduardo Amazonas Rocha de Almeida pela ajuda no transporte e instalação dos equipamentos em campo;

- José Tadeu Weidlich Mota e Paulo Henrique Labiak Evangelista pela identificação dos indivíduos arbóreos presentes nas parcelas experimentais;

- Ana Cristina Rego Barros e a Claudia de Barros Cordeiro da Companhia de Saneamento do Paraná pelo auxílio na logística dos campos;

- Gerência de Pesquisa e Inovação da Companhia de Saneamento do Paraná pela disponibilização dos dados meteorológicos;

RESUMO

Estudou-se no presente trabalho o processo de Interceptação da Condensação Atmosférica (*ICA*), baseando-se no monitoramento e modelagem, utilizando dados obtidos em dois patamares de Florestas Nebulares, na vertente oeste da Serra do Mar paranaense, entre fevereiro de 2021 e janeiro de 2022. A parcela “A” está inserida na Floresta Ombrófila Densa Altomontana e “B” na Floresta Ombrófila Densa Montana de transição, situadas a 1300 m.s.n.m. e 1150 m.s.n.m. Teve-se por objetivo geral na pesquisa determinar a magnitude, frequência e condições ambientais do processo da *ICA* em parcelas de florestas montana e altomontana da Serra do Mar paranaense. O trabalho encontra-se dividido em três capítulos, sendo: no Primeiro Capítulo avaliou-se os principais avanços teórico-metodológicos relativos ao processo de *ICA*; no Segundo Capítulo determinou-se experimentalmente a ocorrência, magnitude e frequência da *ICA* em trechos de florestas da Serra do Mar paranaense; e no Terceiro Capítulo foi simulado os componentes do processo de interceptação com o modelo de Rutter para vegetação esparsa. Conforme os resultados obtidos em estudos anteriores, a ocorrência de *ICA* é mais frequente em locais como bordas continentais e ilhas, constantemente sujeitas a brisas marítimas. Na maioria dos casos, a abordagem para a medição abaixo do dossel, pode ser considerada mais precisa que as obtidas por coletores de nevoeiros. Nos estudos avaliados a *ICA* representa em média 42% da precipitação efetiva ($n:41$). Os valores listados apresentam grande variação, entre 0,5 % e 462%, provavelmente decorrente das distintas características ambientais dos locais amostrados assim como das variações nos tamanhos das amostras. Na quantificação da *ICA* no presente trabalho foi utilizado o método do balanço hídrico do dossel, com dados medidos de precipitação total (P), precipitação interna (P_i) e escoamento de tronco (E_t), e com determinação da capacidade de armazenamento do dossel (S) e da evaporação (E). As medições em campo e as estimativas da *ICA* foram realizadas em intervalos de 10 minutos em 95 eventos. O processo de calibração e aplicação de modelagem, juntamente com a análise de consistência das séries de dados monitorados, resultou na seleção de 48 eventos representativos. Para a parcela “A”, 36 (75%) eventos tiveram contribuição da *ICA* e 12 (25%) foram gerados exclusivamente pela precipitação pluviométrica. Na parcela “B” 20 (42%) eventos tiveram contribuição da *ICA* e 28 (58%) não tiveram sua ocorrência. A precipitação externa medida de 2304 mm, havendo o acréscimo da *ICA* de 1896 mm (82%) para a parcela “A” e 241 mm (9%) para a parcela “B”. O modelo Rutter permitiu a identificação de fatores de controle que podem ser úteis para a comparação do processo de *ICA* em diferentes coberturas florestais, além de permitir estimativas após a interrupção do monitoramento. Verificou-se diferenças significativas no aporte de água pela *ICA* nos locais estudados, indicando que as configurações ambientais das parcelas “A” (floresta altomontana) e “B” (floresta de transição montana/altomontana) apresentam interdependência com as condições climáticas locais. A contribuição da *ICA* na Serra do Mar paranaense é uma parcela importante da entrada de água na parte terrestre do ciclo hidrológico e que deve ser contabilizada para o correto entendimento do balanço hídrico local.

Palavras-chave: monitoramento hidrológico; florestas nebulares tropicais; modelo de Rutter para vegetação esparsa.

ABSTRACT

This work discusses the Cloud Water Interception process (*CWI*), based on monitoring and modeling, using data obtained from two cloud forest sites, on the western slope of Serra do Mar in Paraná, between February 2021 and January 2022. The plot “A” is inserted in the Upper Montane Cloud Forest and “B” in the transitional Montane Cloud Forest, located at 1300 MASL and 1150 MASL. The general objective of the general research was to determine the magnitude, frequency and environmental conditions of the *CWI* process in parcels of lower montane cloud forest and upper montane cloud forest in Serra do Mar, Paraná. The work is divided into three chapters, being that: in the first chapter, the main theoretical-methodological advances related to the *CWI* process were evaluated; in the second chapter, the occurrence, magnitude and frequency of *CWI* was experimentally determined in sections of forests in Serra do Mar in Paraná; in the third chapter, the behavior of the components of the interception process was simulated using the Rutter model for sparse vegetation. According to the results obtained in previous studies, the occurrence of *CWI* is more frequent in places such as continental edges and islands, constantly subject to sea breezes. In most cases, the below-canopy measurement approach can be considered more accurate than those obtained by fog collectors. In the studies evaluated, *CWI* represents an average of 42% of effective precipitation (n:41). The values listed show a large variation, between 0.5% and 462%, probably due to the different environmental characteristics of the sampled locations as well as variations in sample sizes. To quantify *CWI*, the canopy water balance method was used, in which precipitation (P), throughfall (Tf) and Stemflow (Sf) are measured, and the canopy storage capacity (S) and evaporation (E) are estimated. *CWI* estimates were carried out at 10-minute intervals in 9 events. The Rutter sparse model was applied to separate exclusively precipitation events from those with *CWI* occurrence. The calibration process and modeling application, together with the consistency analysis of the monitored data series, resulted in the selection of 48 representative events, and for plot “A”, 36 (75%) of them presented the contribution of *CWI* and 12 (25%) were generated exclusively by rainfall and for plot “B” there were 20 events (42%) with the contribution of *CWI* and 28 (58%) without its occurrence. The total precipitation measured for this set of events was 2304 mm, with an increase in *CWI* of 1896 mm corresponding to 82% for plot “A” and 214mm corresponding to 9% for plot “B”. The use of the Rutter model allowed the identification of control factors that can be useful for comparing the *CWI* process in different forest covers, in addition to allowing estimates after the interruption of monitoring. These results showed significant differences in water input by *CWI* in the different locations studied, indicating that the environmental configurations of plots “A” (montane cloud forest) and “B” (transitional forest) are interdependent with local climatic conditions. *CWI*'s contribution to Serra do Mar in Paraná is an important input of water that depends on the geographic location, relief and vegetation and can considerably alter the local water balance.

Keywords: hydrological monitoring; tropical cloud forests, Rutter sparse model

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – ARTIGOS REFERENTES AO MÉTODO DE BALANÇO DO DOSSEL ÚMIDO E ANO DE PUBLICAÇÃO.....	35
FIGURA 2 – PESQUISAS SOBRE ICA POR PAÍSES (MÉTODO DO DOSSEL ÚMIDO)	36
FIGURA 3 – PERFIL ESQUEMÁTICO DE UM TRECHO DE FLORESTA DE TRANSIÇÃO (LMCF-UMCF) E COMPONENTES DO PROCESSO DE INTERCEPTAÇÃO.	42
FIGURA 4 – VARIAÇÃO DA PORCENTAGEM DO ESCOAMENTO DE TRONCO (ET) SOBRE A PRECIPITAÇÃO EFETIVA.....	50
FIGURA 5 – CORRELAÇÃO ENTRE A PROPORÇÃO DE ICA SOBRE A PRECIPITAÇÃO TOTAL (%) E ICA (mm/mês).	51
FIGURA 6 – CORRELAÇÃO ENTRE A DISTÂNCIA DA COSTA SOBRE A ICA (mm/mês).	52
FIGURA 7 – CORRELAÇÃO ENTRE A ELEVAÇÃO SOBRE A ICA (mm/mês).....	53
FIGURA 8 – VOLUMES DE ICA EM ILHAS E CONTINENTES.	53
FIGURA 9 – BACIA EXPERIMENTAL DO RIO BRAÇO DO CARVALHO.....	68
FIGURA 10 – ASPECTO EXTERNO DA TRANSIÇÃO ENTRE A FLORESTA OMBRÓFILA Densa MONTANA E A FLORESTA OMBRÓFILA Densa ALTOMONTANA.	69
FIGURA 11 – ASPECTO INTERNO DA TRANSIÇÃO ENTRE A FLORESTA OMBRÓFILA Densa MONTANA E A FLORESTA OMBRÓFILA Densa ALTOMONTANA.	69
FIGURA 12 – ASPECTO EXTERNO DA FLORESTA OMBRÓFILA Densa ALTOMONTANA.	69
FIGURA 13 – ASPECTO INTERNO DA FLORESTA OMBRÓFILA Densa ALTOMONTANA.	70
FIGURA 14 – DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO DO DOSSEL (DADOS OBTIDOS NO EVENTO 44 DA PARCELA A).....	75
FIGURA 15 – BÁSCULAS PARA A MEDIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO INTERNA (MODELO LHG-SB002-60CC) E SUPORTE PARA FIXAÇÃO NA ROCHA INSTALADA NA PARCELA A.	77
FIGURA 16 – CALHAS PARA A MEDIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO INTERNA E EQUIPAMENTOS INSTALADOS NA PARCELA “B”.	77
FIGURA 17 – SISTEMA DE COLETA DE ESCOAMENTO DE TRONCO DAS PARCELAS “A” E “B”	78

FIGURA 18 – ENSAIO PARA ESTABELECEER O VALOR DE CORREÇÃO PARA OS PLUVIÔMETROS DE BÁSCULA.....	79
FIGURA 19 – <i>BOX PLOT</i> DO DAP DAS ÁRVORES NAS PARCELAS “A” E “B”	82
FIGURA 20 – <i>BOX PLOT</i> DAS ALTURAS DAS ÁRVORES NAS PARCELAS A E B..	83
FIGURA 21 – <i>BOX PLOT</i> DA CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO DO DOSSEL NAS PARCELAS “A” E “B”.	87
FIGURA 22 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE A CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO E A PRECIPITAÇÃO DO PONTO DE SATURAÇÃO DO DOSSEL, NAS PARCELAS “A” E “B”	88
FIGURA 23 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE <i>ICA</i> (% de <i>P</i>) E <i>ICA</i> (mm/mês) REALIZADA COM DADOS OBTIDOS NA LITERATURA (TABELA 1) E ESTIMADOS NAS PARCELAS “A” E “B”	95
FIGURA 24 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE ESCOAMENTO DE TRONCO (<i>ET</i>) E PRECIPITAÇÃO INTERNA, SEM A PARCELA DA PRECIPITAÇÃO LIVRE.....	114
FIGURA 25 – ANÁLISES DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE AS TAXAS OBSERVADAS (OBS) E SIMULADAS (SIM), PARA PRECIPITAÇÃO INTERNA (PI), ESCOAMENTO DO TRONCO (ET) E PRECIPITAÇÃO EFETIVA (PE), EM TODOS OS EVENTOS EXCLUSIVAMENTE DE PRECIPITAÇÃO DAS PARCELAS “A” E “B”	117
FIGURA 26 – EVENTO DE PRECIPITAÇÃO (NÚMERO 97) COM DADOS OBSERVADOS E SIMULADOS PARA A PARCELA “A”.	118
FIGURA 27 – EXEMPLO DE EVENTO PRECIPITAÇÃO (NÚMERO 43) COM DADOS OBSERVADOS E ACUMULADOS PARA A PARCELA “B”.	119
FIGURA 28 – ANÁLISES DE REGRESSÃO DOS EVENTOS EXCLUSIVAMENTE DE PRECIPITAÇÃO E DE PRECIPITAÇÃO COM A CONTRIBUIÇÃO DA <i>ICA</i> , PARA AS PARCELAS “A” E “B”.	121
FIGURA 29 – EVENTOS COM A CONTRIBUIÇÃO DA <i>ICA</i> NA PARCELA “A”	124
FIGURA 30 – EVENTOS COM A CONTRIBUIÇÃO DA <i>ICA</i> NA PARCELA “B”	124

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – PERÍODOS ENTRE CAMPANHAS DE COLETA DE DADOS DE PRECIPITAÇÃO TOTAL (P), PRECIPITAÇÃO INTERNA (PI) E ESCOAMENTO DE TRONCO (ET).	21
TABELA 2 – ESTUDOS COM MEDIÇÕES DE ICA ABAIXO DO DOSSEL.	48
TABELA 3 – PARÂMETROS DA REGRESSÃO LINEAR PARA CALIBRAÇÃO DAS BÁSCULAS UTILIZADAS NO MONITORAMENTO DA PRECIPITAÇÃO TOTAL (P) E ESCOAMENTO DE TRONCO (Et).80	
TABELA 4 – PARÂMETROS DENDROMÉTRICOS DAS ÁRVORES (CAP ≥ 10 CM) NAS PARCELAS “A” E “B”	81
TABELA 5 – INDIVÍDUOS ARBÓREOS DA PARCELA “A” (FLORESTA OMBRÓFILA DENSE ALTOMONTANA)	84
TABELA 6 – ESPÉCIES DA PARCELA “B” (TRANSIÇÃO ENTRE A FLORESTA OMBRÓFILA DENSE MONTANA E A FLORESTA OMBRÓFILA DENSE ALTOMONTANA)	85
TABELA 7 – CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO (S) DO DOSSEL VERIFICADO NAS PARCELAS “A” E “B”	86
TABELA 8 – EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO E ICA PARA AS PARCELAS “A” E “B”.89	
TABELA 9 – TOTAIS DE PRECIPITAÇÃO (P), PRECIPITAÇÃO INTERNA (Pi), ESCOAMENTO DE TRONCO (Et), E INTERCEPTAÇÃO DA CONDENSAÇÃO ATMOSFÉRICA (ICA).	94
TABELA 10 – CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DAS PARCELAS “A” E “B” ..	108
TABELA 11 – PARÂMETROS ESTIMADOS DO MODELO DE RUTTER PARA VEGETAÇÃO ESPARSA.....	114
TABELA 12 – EVENTOS EXCLUSIVAMENTE DE PRECIPITAÇÃO PARA AS PARCELAS “A” E “B”	115
TABELA 13 – EVENTOS COM A CONTRIBUIÇÃO DA ICA PARA AS PARCELAS “A” E “B”.	122

LISTA DE SÍMBOLOS

C	Fator de cobertura do dossel	m^2/m^2
IAF	Índice de área Foliar	m^2/m^2
$m.s.n.m$	Metros acima do nível do mar	m
P	Precipitação total (medida em local aberto)	mm
I	Interceptação do dossel	mm
E_t	Escoamento de tronco	mm
DAP	Diâmetro na altura do peito	cm
G_V	Área basal	cm
C_V	Circunferência na altura do peito	cm
S	Capacidade de armazenamento do dossel	mm
E	Total de evaporação durante a chuva	mm/h
R	Índice de área foliar do dossel	adimensional
P_i	Precipitação total interna	mm
P_e	Precipitação efetiva	mm
D_i	Gotejamento de parte da chuva interceptada pelo dossel	mm
Dur	Duração de tempo	h
S_t	Capacidade máxima de armazenamento do tronco	mm
p	Coeficiente de precipitação que atravessa livremente o dossel	%
p_t	Coeficiente de escoamento de tronco	%
p_d	Proporção de água desviada para o tronco	%
b	Parâmetro empírico de drenagem	mm
D_s	Taxa de drenagem do dossel	mm/h
ϵ	Proporção da taxa de evaporação de tronco em relação a evaporação da copa	%
R_n	Radiação líquida	$MJ.m^2.dia^{-1}$
T_{Cmax}	Temperatura máxima	$^{\circ}C$
H_{max}	Humidade relativa máxima	%
U_2	Velocidade do vento	m/s
S_c	Capacidade de armazenamento por unidade de cobertura	mm
S_t	Capacidade de armazenamento do tronco	mm
$S_{t,c}$	Capacidade de armazenamento do tronco por unidade de cobertura	mm

E_p	Taxa de evaporação potencial	mm/min
D	Taxa de drenagem da copa	mm/min
P ou r	Espessura média da lâmina de água precipitada em toda área atingida pela precipitação	mm
t	Intervalo de tempo em que a chuva precipita	min ou h
i	Intensidade	mm/h ou mm/min
G	Fluxo de calor do solo	W/m ²
λET	Fluxo de calor latente	W/m ²
H	Calor sensível	W/m ²
ρ_a	Densidade média do ar com pressão constante	kg/m ³
C_p	Calor específico do ar	J/kg/K
Δ	Derivada da função de saturação de vapor de água	KPa/ °C
γ	Constante psicrométrica	KPa/ °C
r_s e r_a	Resistências de superfície e aerodinâmicas	Mj m ⁻² /dia
$e_s - e_a$	Déficit de pressão do vapor do ar	KPa

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO GERAL.....	16
REFERÊNCIAS	22
1 REVISÃO DOS ASPECTOS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS DA INTERCEPTAÇÃO DA CONDENSAÇÃO ATMOSFÉRICA	24
1.1 INTRODUÇÃO.....	26
1.2 MÉTODO.....	27
1.3 TERMINOLOGIA, HISTÓRICO E CRONOLOGIA DOS ESTUDOS SOBRE O TEMA	28
1.4 LEVANTAMENTO NA LITERATURA CIENTÍFICA DAS CONDIÇÕES DE OCORRÊNCIA da ICA.....	35
1.5 ASPECTOS DA VEGETAÇÃO DE FLORESTAS NEBULARES TROPICAIS	37
1.6 CLIMA E DISTRIBUIÇÃO DE FLORESTAS NEBULARES TROPICAIS	39
1.7 AVANÇOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS RELATIVOS AO PROCESSO DE ICA.	41
1.8 MAGNITUDE E SAZONALIDADE DO FENÔMENO NOS ESTUDOS ANTECEDENTES.....	45
1.9 CONCLUSÕES.....	54
REFERÊNCIAS	56
2 INTERCEPTAÇÃO DA CONDENSAÇÃO ATMOSFÉRICA POR FLORESTAS NEBULARES DA SERRA DO MAR PARANAENSE.....	62
2.1 INTRODUÇÃO.....	64
2.2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	66
2.2.1 Caracterização da área de estudo	66
2.2.2 Parâmetros dendrométricos da vegetação nas parcelas “A” e “B”.....	70
2.2.3 Método para estimativa da interceptação da precipitação e ICA.....	72
2.2.4 Monitoramento hidrológico	76
2.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	81
2.3.1 Parâmetros de vegetação	81
2.3.2 Variáveis Hidrológicas.....	86
2.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	95
REFERÊNCIAS	97

3 MODELAGEM DO PROCESSO DE INTERCEPTAÇÃO DA CONDENSAÇÃO ATMOSFÉRICA EM FLORESTAS NEBULARES DA SERRA DO MAR PARANAENSE	102
3.1 Introdução.....	104
3.2 MATERIAI E MÉTODOS.....	108
3.2.1 Área de estudo.....	108
3.2.2 Modelo Rutter para vegetação esparsa	109
3.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	113
3.3.1 Calibração dos parâmetros Rutter Para a Vegetação Esparsa	113
3.3.2 Aplicação do modelo Rutter para estimativa da ICA	120
3.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	125
REFERÊNCIAS	126
CONCLUSÃO GERAL	129

INTRODUÇÃO GERAL

Os efeitos da interferência da vegetação no balanço hídrico têm sido estudados há mais de cem anos (HORTON, 1919). Foram estudos geralmente para áreas baixas (< 900 m.s.n.m) e pouco declivosas, em que a água que chega ao solo da floresta (precipitação efetiva) é inferior a precipitação medida em ambiente aberto, sem a influência de obstáculos (precipitação total). Nesses casos, uma parte do volume precipitado fica retido no dossel das árvores e retorna para atmosfera por evapotranspiração (HEWLETT, 1969; LIMA, 1975; GIGLIO; KOBAYAMA, 2013).

A vegetação também pode interceptar a condensação atmosférica (nevoeiro) e proporcionar significativa entrada de água à parte terrestre do ciclo hidrológico (BRUIJNZEEL *et al.*, 2011), em especial a vegetação de regiões montanhosas e próximas a costa (DOMINGUEZ *et al.*, 2017; LANGE; SANTOS, 2023).

A interceptação da condensação atmosférica (*ICA*) consiste no processo em que pequenas gotas de nuvens (diâmetro menor que 100 μm ; FRUMAU *et al.*, 2010) e precipitação conduzida pelo vento colidem contra a vegetação, aglutinando-se e formando gotas maiores que escoam e precipitam no solo (CAVALIERE *et al.*, 1996; HOLWERDA *et al.*, 2010). Lange e Santos 2023, relatam que a ocorrência da *ICA* é responsável por 42% (em média) da precipitação efetiva (n:41). Os volumes são consideráveis e podem alterar o balanço hídrico das florestas.

As florestas nebulares de montanha geralmente são caracterizadas por nevoeiros frequentes, baixas temperaturas do ar e do solo, o que promove a redução da evapotranspiração. Esses e outros fatores climáticos têm sido pouco documentados na literatura, devido à dificuldade de monitoramento e falta de dados de uma rede adequada de estações meteorológicas (DOMINGUEZ *et al.*, 2017; ELLER *et al.*, 2020). Normalmente, a quantificação do *ICA* requer medições contínuas e detalhadas, que são extremamente desafiadoras especialmente quando se inclui a precipitação interna e escoamento de tronco. Desta forma, o componente água do dossel frequentemente é negligenciado no

balanço hídrico de regiões florestais por falta de monitoramento e estudos relacionados (CAVALIERE *et al.*, 1997; LANGE; SANTOS, 2023).

As montanhas são as áreas com maior biodiversidade no planeta e estão entre as mais vulneráveis. Muitas áreas montanhosas, fontes de serviços ecossistêmicos essenciais, carecem de proteção efetiva, sendo que 40% das áreas chave de biodiversidade não são protegidas por lei e 52% são insuficientemente protegidas. A combinação de mudanças climáticas, poluição e perda da biodiversidade são ameaças reais para os ecossistemas de montanha e bem-estar das gerações atuais e futuras (UNESCO, 2022). Neste contexto acredita-se que é necessária a obtenção e compartilhamento de informações científicas, para conservação, gestão e recuperação desses ecossistemas.

A vegetação que ocupa o bioma Mata Atlântica no Brasil tem sofrido intensa redução de sua área de cobertura. Atualmente apenas 12,4% área original é remanescente (incluindo áreas em regeneração). Dentre 17 estados avaliados, o Paraná foi o terceiro com maior índice de desmatamento, em levantamento realizado por sensoriamento remoto (entre 2021 e 2022), (ATLAS SOS/INPE, 2022).

Os remanescentes da vegetação geralmente estão localizados em unidades de conservação (protegidas por lei), que incluem áreas montanhosas, com relevo acidentado, consideradas inaptas (na primeira fase de exploração) para a extração de madeira, agricultura tradicional e pastagens. No entanto, a Serra do Mar paranaense sofreu com a exploração de rochas graníticas, e para sua interrupção foi necessária a intervenção de ambientalistas pioneiros na conservação ambiental (STRUMINSKI, 2001; SCHEER; BLUM, 2011). Os povoamentos de pinus (altamente resistentes a adversidades ambientais) e o turismo desordenado também tem ameaçado os ecossistemas de montanha, que fornecem importantes serviços ambientais como os recursos hídricos essenciais para os diversos usos humanos e suporte de biomas associados (SCHEER; CURCIO; RODERJAN, 2011).

Na Serra do Mar paranaense o relevo é um fator que restringe e condiciona o avanço das brisas marítimas e influência a distribuição da umidade, temperatura e precipitação (VANHONI; MENDONÇA, 2008). As modificações climáticas locais atuam intensamente na composição e funcionamento dos

ecossistemas e nos processos hidrológicos associados (fornecem aportes adicionais de água, reduzem a radiação solar incidente e a demanda evaporativa atmosférica), afetando os balanços hídricos e energéticos (HAMILTON 1995; BRUIJNZEEL 2001, ELLER *et al.*, 2020).

Pesquisas sobre a *ICA* em ambientes montanhosos já foram realizadas por Cavaliere *et al.* (1996), Ritter *et al.* (2008), Holwerda *et al.* (2010), Bruijnzeel *et al.* (2011), Dominguez *et al.* (2017), entre outros. No entanto, poucas pesquisas foram realizadas considerando as condições brasileiras (BITTENCOURT *et al.*, 2019), e não se sabe sobre a ocorrência do fenômeno na Serra do Mar paranaense.

A literatura científica existente para Serra do Mar paranaense descreve condições geográficas propícias para a ocorrência da *ICA*, embora o fenômeno ainda não tenha sido cientificamente observado. Maack (1968), Bigarella (1979), Roderjan (1994), Struminski (2001), Scheer, Mocochinski (2009), Scheer; Curcio; Roderjan (2011) entre outros, descreveram a Floresta Ombrófila Densa Altomontana e os Campo de altitude Altomontanos. Estudos internacionais consideram que esses ambientes são propícios para que haja a *interceptação* do nevoeiro (BRUIJNZEEL e PROCTOR, 1995; CAVALIERE *et al.*, 1997; RITTER *et al.*, 2008; FIGUEIRA *et al.*, 2013; DOMINGUEZ *et al.*, 2017).

Nesse contexto, o presente trabalho considera a premissa que a Floresta Ombrófila Densa, dos patamares Altomontano e Montano da Serra do Mar, é nebuloso e pode contribuir significativamente para a *interceptação* da condensação atmosférica (*ICA*), acrescentando quantidades relevantes de água à bacia hidrográfica. Embora ainda não se tenha registro da ocorrência do processo de *ICA* em florestas nebulares na Serra do Mar paranaense, presume-se que o fenômeno pode ocorrer em determinados locais e épocas do ano, sob condições específicas.

Com a premissa formulada estabeleceu-se o problema que norteou o desenvolvimento do trabalho, sendo: Em qual magnitude, frequência e condições ambientais ocorre o processo de *ICA* em sítios de Florestas Ombrófila Densa Montana de transição e Altomontana da Serra do Mar paranaense?

O objetivo geral do presente trabalho consistiu em determinar a magnitude, frequência e condições ambientais do processo de *ICA* em parcelas de florestas montana e altomontana da Serra do Mar paranaense.

Os objetivos específicos consistiram em:

- Determinar os principais avanços teórico-metodológicos relativos ao processo de *ICA*;
- Determinar experimentalmente a ocorrência, magnitude e frequência da *ICA* em trechos de florestas da Serra do Mar;
- Simular o comportamento dos componentes do processo da *ICA* por meio de modelagem matemática em resolução temporal de dez minutos e separar os eventos exclusivamente de precipitação dos que receberam a contribuição da *ICA*.

Considerações gerais sobre o desenvolvimento das atividades da tese

A pesquisa foi estruturada em três artigos científicos, associados, respectivamente, aos objetivos específicos dos Capítulos da tese.

De maneira geral o trabalho apresenta os principais avanços teórico-metodológicos relativos ao processo de *ICA* no âmbito global, a magnitude, frequência e condições ambientais da *ICA* pela Floresta Ombrófila Densa Montana e Altomontana do Parque Estadual Pico do Marumbi (PEPM), na Serra do Mar paranaense e a aplicação do modelo de Rutter (VALENTE et al., 1997) para a separação dos eventos exclusivamente de precipitação e os com aporte adicional da condensação atmosférica. Para isso o modelo de Rutter foi calibrado para os eventos pluviométricos sem a presença da condensação atmosférica para garantir a definição dos valores dos parâmetros com ausência de contribuição por *ICA*. Com os parâmetros definidos, o modelo foi aplicado nos demais eventos para permitir a separação dos componentes do processo e estimar a parcela relativa à interceptação, necessária para obtenção do valor real da *ICA*.

O monitoramento foi realizado em duas parcelas (A e B) na Bacia Hidrográfica Experimental Braço do Carvalho, localizada no PEPM, município de Piraquara, estado do Paraná, entre os meses de fevereiro de 2021 a janeiro de

2022. Para tal foi utilizado o método do balanço do dossel, em que foram medida a precipitação total e interna (abaixo do dossel), escoamento de tronco, estimadas a capacidade de armazenamento do dossel e a evapotranspiração (TAKAHASHI et al., 2001).

Adicionalmente, foram mensurados parâmetros dendrométricos como densidade da vegetação, diâmetro à altura do peito (DBH), índice de cobertura (C), índice de área foliar (LAI) e levantamento fitossociológico para caracterizar a vegetação representativa em cada local de monitoramento.

As particularidades ambientais das Florestas Nebulares do PEPM fizeram necessária o desenvolvimento de equipamentos hidrométricos adequados para as condições das áreas de estudo, como os suportes para básculas e calhas desenvolvidos conforme a profundidade do solo e calhas desmontáveis para facilitar o transporte em áreas remotas.

Foram realizadas 48 campanhas de campo que incluíram as seguintes tarefas: 1) mapeamento e identificação dos locais representativos de cada tipo florestal de interesse; 2) transporte e instalação de equipamentos (calhas, suportes, básculas automáticas e dataloggers) para as parcelas de monitoramento “A” e “B”; e 3) campanhas de manutenção e coleta de dados (Tabela 1).

O número expressivo de campanhas de campo deveu-se a dificuldade de deslocamento em terreno montanhoso para instalar os experimentos e periódicas manutenções dos equipamentos de medição (entupimentos de calhas e mangueiras, rompimentos de equipamentos por queda de galhos) devido às intensas tempestades e rajadas de vento características do ambiente de montanha.

O período pandêmico (COVID) também impôs inúmeros desafios experimentais, como: dificuldade e riscos de contato social para aquisição de materiais necessários para instrumentação das parcelas de monitoramento; impossibilidade de reunir equipe para auxiliar na instalação dos experimentos; e exposição à acidentes de trabalho na execução dos campos em áreas remotas quando os atendimentos médicos estavam restritos.

TABELA 1 – PERÍODOS ENTRE CAMPANHAS DE COLETA DE DADOS DE PRECIPITAÇÃO TOTAL (P), PRECIPITAÇÃO INTERNA (PI) E ESCOAMENTO DE TRONCO (ET).

Período				Parcela A			Parcela B	
Nº	Início	Fim	Nº de dias	P	Pi	Et	Pi	Et
1	06/10/2020	24/10/2020	18	X	X	-	-	-
2	24/10/2020	13/11/2020	20	X	X	-	-	-
3	13/11/2020	29/12/2020	46	X	X	-	X	-
4	29/12/2020	12/01/2021	14	X	-	-	X	-
5	12/01/2021	27/01/2021	15	X	X	-	X	-
6	27/01/2021	12/02/2021	16	X	X	X	X	X
7	12/02/2021	11/03/2021	27	X	X	X	X	X
8	11/03/2021	05/04/2021	25	X	X	X	X	X
9	05/04/2021	16/04/2021	11	X	X	-	X	X
10	16/04/2021	04/05/2021	18	X	X	X	X	X
11	04/05/2021	25/05/2021	21	X	X	X	X	X
12	25/05/2021	24/06/2021	30	X	X	X	X	X
13	24/06/2021	09/08/2021	17	X	X	X	X	-
14	09/08/2021	20/09/2021	42	X	X	X	X	X
15	20/09/2021	22/10/2021	32	X	X	-	X	X
16	22/10/2021	13/11/2021	22	X	X	X	-	X
17	13/11/2021	24/11/2021	27	X	X	-	X	X
18	24/11/2021	29/12/2021	35	X	X	X	X	X
19	29/12/2021	25/01/2022	27	X	X	X	X	-
20	25/01/2022	11/02/2022	17	X	X	X	X	X
21	11/02/2022	24/03/2022	41	X	X	X	-	X
22	24/03/2022	21/04/2022	28	X	X	X	-	X

NOTA: “X” dados completos e “-” dados faltantes no período.

REFERÊNCIAS

- DOMINGUEZ, C. G.; VERA, M. F. G.; CHAUMONT, C; ET AL; Quantification of cloud water interception in the canopy vegetation from fog gauge measurements. **Hydrological Processes**, n. 31, p. 3191–3205, 2017.
- BIGARELLA, J. J. A serra do mar e a porção oriental do estado do Paraná. Associação de Defesa e Educação Ambiental – **ADEA**. Curitiba, 1978
- BITTENCOURT, R. L.; BARROS, F. V.; ELLER, B. C; ET AL., The fog regime in a tropical montane cloud forest in Brazil and its effects on water, light and microclimate. **Agricultural and Forest Meteorology**, n.265, p. 359-369, 2019.
- BRUIJNZEEL, L. A.; PROCTOR, J. Hydrology and Biogeochemistry of Tropical Cloud Forest: what do you really now? In: HAMILTON, L. S.; JUVIK, J. O.; SCATENA, F. N. (Ed.). **Tropical Montane Cloud Forests**. Springer, 1995.
- BRUIJNZEEL, L. A.; MULLIGAN, M.; SCATENA, F. N. Hydrometeorology of tropical montane cloud forests: emerging patterns. **Hydrological Process**, n. 25, p. 465–498, 2011.
- CAVALIER, J.; JARAMILLO, M.; SOLIS, D; ET AL; Water balance and nutrient inputs in bulk precipitation in tropical montane cloud forest in Panama. **Journal of Hydrology**, n.193, p. 83–96, 1997.
- ELLER, C. B.; MEIRELES, L. D.; STICH, S.; ET AL., How Climate Shapes the Functioning of Tropical Montane Cloud Forests. **Current Forestry Reports**, 2020.
- FIGUEIRA, C.; SEQUEIRA, M. M.; VASCONCELOS, R.; PRADA, S. Cloud Water Interception in the temperate laurel forest of Madeira Island. **Hydrological Sciences Journal**, n.58, p. 152-161, 2013.
- FRUMAU, K. F. A; ET AL. Fog gage performance under conditions of fog and wind-driven rain. In: L. A. BRUIJNZEEL, L. A; SCATENA, F. N; HAMILTON, L. S; (Ed.) **Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management**. Londres: Cambridge University Press, 2010.
- FUNDAÇÃO SOS MATA ATLÂNTICA/INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. Atlas dos Remanescentes Florestais da Mata Atlântica. Período 2021-2022 **Relatório técnico**, São Paulo, 2023
- GIGLIO, J. N.; KOBIYAMA, M. Interceptação da chuva: Uma revisão com ênfase no monitoramento em florestas brasileiras. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.18 (2), p. 297-317, 2013.
- HAMILTON, L. S. Mountain cloud forest research and conservation: a synopsis. **Mountain Research and Development**, n. 15, p. 259-266, 1995.
- HOLWERDA, F; BURKARD, R; EUGSTER, W; ET AL; Estimating fog deposition at a Puerto Rican elfin cloud forest site: comparison of the water budget and eddy covariance methods. **Hydrological Processes**, n. 20, p. 2669–2692, 2006.

HORTON, R. E. Rainfall interception. **Monthly Weather Review**, v. 47 (9), p. 604-623, 1919.

HEWLETT, J. D. Principles of Forest Hydrology, University of Georgia Press, 1969.

LANGE, D. R.; SANTOS, I. Revisão dos aspectos teóricos e metodológicos da Intercepção da Condesação Atmosférica. **RA'EGA**, V.58, p. 63 – 92, 2023

LIMA, W.P. Estudos de alguns aspectos quantitativos e qualitativos do balanço em plantações de eucaliptos e pinus. 1975. 111f. **Tese** (Doutorado em Ciência Florestal). Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba, 1975.

MAACK, R. **Geografia física do estado do Paraná**. 4 ed. Ponta Grossa: Editora UEPG, 2012.

RODERJAN, C. V. O gradiente da Floresta Ombrófila Densa Altomontana no Morro do Anhangava. Quatro Barras – PR. **Tese** (Doutorado em Engenharia Florestal) – Setor de Ciências Agrárias – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1994.

RITTER, A.; REGALADO, C.; ASCHAN, G. Fog water collection in a subtropical elfin laurel forest of the Garajonay National Park (Canary Islands): a combined approach using artificial fog catchers and a physically based model. **Journal of Hydrometeorology**, n.9 (5), p.920–935, 2008.

SCHEER, M. B.; MOCOCHINSKI, A. Y. Florística vascular da Floresta Ombrófila Densa Altomontana de quatro serras no Paraná. **Biota Neotropical**, v. 9, n. 2. p. 51-69, 2009.

SCHEER, M. B.; CURCIO, G. R.; RODERJAN A. V. Funcionalidades ambientais de solos altomontanos na Serra da Igreja, Paraná. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 35, p.1113-1126, 2011

SCHEER, M. B.; BLUM, C. T. Arboreal Diversity of the Atlantic Forest of Southern Brazil: From the Beach Ridges to the Paraná River. In: **the dynamical processes of biodiversity – case studies of evolution and spatial distribution**. Editores: Oscar Grillo e Gianfranco Venora, 2011.

STRUMINSKI, E. **Parque Estadual Pico do Marumbi**. 1. ed. Curitiba: Editora da UFPR, 2001.

TAKAHASHI, M; ET AL., Rainfall partitioning and cloud water interception in native forest and invaded forest in Hawai'i Volcanoes National Park. *Hydrological Processes*, n. 25, p. 448- 464, 2011.

UNESCO - Harnessing the Socio-Ecological Potential of Mountain Biosphere Reserves for Biodiversity Conservation. **World Network of Mountain Biosphere Reserves. Policy Brief**, 2022

VALENTE, F.; DAVID, J.S.; GASH, J.H.C. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. **Journal of Hydrology**, v.190, p.141–162, 1997.

VANHONI, F; MENDONÇA, F. O clima do litoral do estado do paraná. **Revista Brasileira de Climatologia**. p.49-63, 2008.

1 REVISÃO DOS ASPECTOS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS DA INTERCEPTAÇÃO DA CONDENSAÇÃO ATMOSFÉRICA

RESUMO

A interceptação da condensação atmosférica (*ICA*) ocorre quando a água contida em nevoeiros e precipitações movidas pelo vento colide com a vegetação, acumula-se em gotas maiores e precipita no solo. A *ICA* é importante como fonte adicional de água e suas relações nas florestas nebulares tropicais. Apesar de sua importância, não há padronização dos métodos de medição da *ICA*, nem dos termos que designam o processo. Desta forma, acredita-se que uma análise sistemática das pesquisas sobre *ICA* seja interessante e necessária. No presente estudo, realizou-se uma revisão dos aspectos teóricos e metodológicos da *ICA*, realizando-se: descrição e análise da terminologia; histórico e cronologia dos estudos sobre o tema; levantamento das condições ambientais necessárias para a ocorrência do processo de *ICA*; análise dos aspectos metodológicos relativos à medição da *ICA*; e, síntese e discussão das magnitudes descritas na literatura científica. Das 31 publicações revisadas verificou-se: 14 diferentes vocábulos para *IAC*, sendo “Cloud Water Interception” (19,4%) e “Fog Drip” (16,1%) os mais comuns; em geral, a *ICA* é mais frequente em bordas continentais e ilhas constantemente sujeitas a brisas marítimas; na maioria dos casos, a abordagem para a medição abaixo do dossel pode ser considerada mais precisa que as obtidas por coletores de nevoeiros; a *ICA* é em média responsável por 42% da precipitação efetiva (n:41). Os valores listados apresentam variação entre 0,5% e 462%, provavelmente decorrente dos distintos aspectos ambientais dos locais amostrados e variações nos tamanhos das amostras.

Palavras-chave: monitoramento hidrológico; florestas nebulares tropicais; escoamento de tronco.

ABSTRACT

Cloud water interception (CWI) occurs when water contained in fog and wind-driven rain collides with vegetation, merges into larger droplets, and precipitates to the ground. CWI has an important function as an additional source of water and its relationships with tropical cloud forests have often been emphasized. Despite its importance, there is no standardization of measurement methods, nor of the terms that designate the process in Portuguese. Therefore, a systematic analysis of research on CWI is necessary. To this end, the present study carried out a review of the theoretical and methodological aspects of CWI through description and analysis of terminology; history and chronology of studies on the topic; survey of the environmental conditions necessary for the CWI process to occur; analysis of methodological aspects relating to the measurement of CWI; and synthesis and discussion of magnitudes described in scientific literature. As a result, of the 31 publications reviewed, 14 different words were found, the most common being “Cloud Water Interception” (19.4%) and “Fog Drip” (16.1%). In general, CWI is more common in places such as continental edges and islands that are constantly subject to sea breezes. In most cases, the below-canopy measurement approach can be considered more accurate than those obtained by fog collectors. CWI is on average responsible for 42% of effective precipitation (n:41). The values listed show a large variation, between 0.5% and 462%, probably due to the different environmental characteristics of the sampled locations as well as variations in sample sizes.

Keywords: hydrological monitoring; tropical cloud forests; stemflow.

1.1 INTRODUÇÃO

A interceptação da condensação atmosférica (*ICA*) ou *Cloud Water Interception* (CWI), ocorre predominantemente em regiões montanhosas, quando a água atmosférica contida em nevoeiros e precipitações movidas pelo vento colidem com a vegetação em seu caminho. As pequenas gotículas impactam nas folhas do dossel, se acumulam em gotas maiores que gotejam no solo da floresta. Essa entrada de água adicional é normalmente ignorada, pois os pluviômetros convencionais geralmente são instalados em áreas abertas e raramente sob o dossel da floresta (ZHAN *et al.*, 2020) e não são capazes de coletar pequenas gotas (CAVALIERE *et al.*, 1996; FRUMAU *et al.*, 2010; HOLWERDA *et al.*, 2010; BRUIJNZEEL; MULLIGAN; SCATENA, 2011).

As florestas tropicais nebulares de montanha (*Tropical Mountain Cloud Forest* – TMCF) são frequentemente imersas em nuvens e ocupam apenas 0,26% da superfície da terra (BUBB *et al.*, 2004). Apesar de sua distribuição restrita, hospedam grande biodiversidade e fornecem importantes serviços ecossistêmicos (SCHEER; CURCIO; RODERJAN, 2012, 2013; ELLER *et al.*, 2020). Bruijnzeel e Hamilton (2000) verificaram em TMCFs, por efeito da *ICA* pela vegetação, que a precipitação total líquida pode aumentar entre 15% e 20% e atingir entre 50% e 60% em condições mais expostas a nevoeiros (BRUIJNZEEL; MULLIGAN; SCATENA, 2011). As TMCFs são ecossistemas reconhecidamente importantes para o abastecimento de planícies adjacentes e seu balanço hidrológico é amplamente determinado pelo efeito do nevoeiro na redução das taxas de evapotranspiração (TEIXEIRA *et al.*, 2021).

A *ICA* como fonte de água e suas relações com a TMCFs já foi enfatizado em inúmeros estudos (BRUIJNZEEL; PROCTOR, 1995; CAVALIERE *et al.*, 1996; RITTER; REGALADO; ASCHAN, 2008; BRUIJNZEEL; MULLIGAN; SCATENA, 2011; FIGUEIRA *et al.*, 2013; DOMINGUEZ, 2017; BITTENCOURT *et al.*, 2019). Existe vários termos que designam o processo, bem como distintos métodos de medição e características geográficas específicas de cada local estudado. Desta forma, acredita-se que uma revisão sistemática atualizada das pesquisas sobre *ICA* possa contribuir para compreensão da trajetória da produção científica sobre o tema, bem como verificar a relação entre as

magnitudes obtidas pelas pesquisas, aspectos ambientais envolvidos e possibilidades de aprimoramento das pesquisas.

O presente estudo realizou uma revisão dos aspectos teóricos e metodológicos da *ICA* por meio da seguinte sequência: 1) descrição e análise da terminologia, histórico e cronologia dos estudos sobre o tema; 2) levantamento das condições ambientais necessárias para a ocorrência do processo de *ICA*; 3) análise dos aspectos metodológicos relativos à medição da *ICA*; e, 4) síntese e discussão das magnitudes descritas na literatura científica.

1.2 MÉTODO

O método para elaboração da Revisão seguiu o sistema de “Revisão Estruturada” proposta por Paul e Criado (2020). Baseando-se em métodos e teorias amplamente utilizadas, “Revisão Estruturada” possibilita a construção de tabelas e figuras que facilitem os pesquisadores a quantificar as pesquisas relacionadas, fazendo a distinção entre os métodos utilizados e avanços realizados em estudos anteriores. Com as informações compiladas realiza-se a síntese e identificação de lacunas e aspectos não avaliados nas pesquisas.

Os critérios para seleção dos artigos foram: 1) Artigos que contivessem os termos *Fog Drip*, *Cloud Water Interception*, *Ocult Precipitation*, *Horizontal Precipitation*, *Fog Deposition*, *Wind Driver Rain* e *Cloud Moisture Input* - do inglês, *Interceptación Horizontal*, *Interceptación Negativa*, *Interceptación de Humedad de Nubes*, *Precipitación de la Neblina*, *Lluvia Horizontal* ou *Precipitación Indireta* – do espanhol, e *Precipitação Oculta* nos títulos e/ou palavras chaves. A consulta de bancos de dados bibliométricos foi realizada utilizando os portais Google Scholar e Periódicos Capes; 2) Artigos com utilização dos valores obtidos exclusivamente por gotejamento do nevoeiro abaixo do dossel das árvores (valores obtidos por coletores de nevoeiro foram descartados);

Estudos sobre *ICA* geralmente se baseiam em coletores de nevoeiro (CAVELIER *et al.*, 1996; JUVIK; NULLET, 1995; SCHEMENAUER; CERECEDA, 1994) para avaliar as taxas de precipitação não coletadas por pluviômetros convencionais. No entanto, a capacidade desses coletores simularem a captura

da precipitação do dossel da vegetação é questionável. Cada floresta possui conjunto distinto de características, sendo difícil sua reprodução por um coletor de nevoeiro (BRUIJNZEEL, 2001; MACJANNET; WALLACE; REDDELL 2007).

Portanto, na maioria dos casos, a abordagem para a medição abaixo do dossel pode ser considerada mais precisa que as obtidas por coletores de nevoeiros (MACJANNET; WALLACE; REDDELL, 2007; BRUIJNZEEL; MULLIGAN; SCATENA, 2011). A simples diferença entre a precipitação interna (medida por calhas e coletores do gotejamento da vegetação) e precipitação externa (medida sem a interferência de obstáculos do terreno) pode ser uma alternativa (HARR, 1982; RITTER; REGALADO; ASCHAN, 2010), bem como a quantificação água interceptada e evaporada do dossel molhado (HAFKENSCHIED *et al.*, 1998; GIAMBELLUCA; DELAY; NULLET, 2010; TAKAHASHI *et al.*, 2011).

Inicialmente foram encontrados 112 artigos sobre o tema. Após a aplicação dos critérios acima mencionados, o número reduziu para 31 publicações. Os artigos foram avaliados individualmente, verificando se atendiam a um conjunto de questões iniciais, como: 1) Quais termos foram mais usuais na definição e descrição do processo? 2) Qual foi o método de medição utilizado? 3) Quais foram as características geográficas dos locais de ocorrência (média anual de precipitação, tipo de vegetação, latitude e longitude, distância do mar e altitude)?

1.3 TERMINOLOGIA, HISTÓRICO E CRONOLOGIA DOS ESTUDOS SOBRE O TEMA

Névoa (*fog* no inglês) é definida como gotículas de água ou cristais de gelo com diâmetro menor que 100 μm (FRUMAU *et al.*, 2010) ou entre 1 e 40 μm (PRADA; SILVA, 2001). Segundo Bruijnzeel, Eugster e Burkard (2005), a névoa consiste nas gotículas de água líquida, vapor de água condensado, restos de *spray* marinho ou pingos de chuva evaporados.

A relação Clausius-Clapeyron entre a temperatura do ar e a quantidade de água gasosa que o ar pode conter é normalmente usada para determinar quando ocorre névoa (quando a umidade relativa atinge 100%) e a temperatura

cai abaixo do ponto de orvalho. As pequenas gotículas que compreendem o nevoeiro não precipitam no ar a menos que encontrem a superfície de objetos sólidos, pois sua taxa de estabilização vertical é muito lenta. Copas de plantas são bastante permeáveis ao fluxo de ar e tem grande área de superfície, sendo interceptadoras ideais (KERFOOT, 1968; DAWSON; BURGESS, 2004). Na falta de núcleos de condensação a umidade relativa pode exceder 100% antes que a condensação espontânea possa ocorrer. Porém, esta situação só ocorre em áreas com o mínimo de poluição (BRUIJNZEEL; EUGSTER; BURKARD, 2005).

Meteorologicamente, nevoeiro é definido como a nuvem que toca o solo e reduz a visibilidade horizontal a menos de 1000 m (FRUMAU *et al.*, 2010). Muitas vezes a névoa também é referida por seu local de ocorrência (nevoeiro costeiro, vale ou montanha). Sob condições continentais, contribuições por nevoeiros são geralmente mais modestas, exceto em cumes e picos de montanhas expostos à fortes correntes de vento (BRUIJNZEEL; EUGSTER; BURKARD, 2005). Portanto, não há diferenças fundamentais entre nevoeiro e nuvem em termos de propriedades físicas. Como as nuvens consideradas neste estudo ocorrem próximas ao solo (estratiformes), não haverá distinção entre nuvem e nevoeiro e seus distintos processos de formação.

O nevoeiro está associado aos ecossistemas terrestres, que incluem regiões costeiras montanhosas onde a ascensão da umidade pela orografia produz o resfriamento adiabático, condensação e formação de nevoeiros (BURGESS; DAWSON, 2004). Correntes frias do oceano em contato com o ar quente também provocam nevoeiros por advecção antes de chegar à costa. Nevoeiro orográficos ou por advecção dependem do vento para se moverem e resfriarem (OBERLANDER, 1956). Frequentemente, ambos processos estão presentes em regiões montanhosas. O terceiro processo para a formação de nevoeiros ocorre quando o calor provocado pela radiação se resfria, abaixo do ponto de orvalho, em contato com a superfície do solo. Este caso tende a ocorrer em ambientes em que as condições atmosféricas se mantêm praticamente estáticas e durante o período noturno (BURGESS; DAWSON, 2004).

Wind-Driven Rain (WDR) ou precipitação conduzida pelo vento é a precipitação que recebe componente de velocidade horizontal e precipita obliquamente. É importante em várias áreas de estudo, incluindo ciências da

terra, meteorologia e ciência da construção. WDR sobre terrenos desnivelados, como montanhas ou vales, resulta em redistribuição das gotas de chuva, por deformações do fluxo de vento, que podem causar grandes variações na precipitação. Devido às deflexões do fluxo de vento, a WDR é responsável por erros nas medições de precipitação por pluviômetros individuais próximos ao solo (HOLWERDA *et al.*, 2006; MACJANNET; WALLACE; REDDELL, 2007). WDR também pode interferir na interceptação da chuva pelas copas das árvores (HERWITZ; SLYE, 1995).

Nevoeiro e WDR são precipitações difíceis de medir separadamente e os volumes relatados como névoa (*fog*) normalmente referem-se aos dois fenômenos combinados (FRUMAU *et al.*, 2010). A soma dos dois fenômenos é chamada na literatura como: 1) Água da nuvem ou *Cloud Water* (CW) (SCHOLL *et al.*, 2007; BRUIJNZEEL; MULLIGAN; SCATENA, 2011); 2) Precipitação Horizontal ou Horizontal Precipitation (HP) (BRUIJNZEEL *et al.*, 2005; FRUMAU *et al.*, 2010); 3) Precipitação Oculta ou *Ocult Precipitation* (OP) (ELIAS; TESAR; BUCHETE, 1995; BURGESS; DAWSON, 2004; CARDENAS *et al.*, 2017); 4) gotejamento do nevoeiro ou *Fog Drip* (FISCHER *et al.*, 2016; INGRAHAN; MATTHEWS, 1988), entre outros. Todos os termos são utilizados para se referir à precipitação que não pode ser medida por pluviômetros convencionais, mas sim por coletores de nevoeiro ou abaixo do dossel das árvores (HOLWERDA *et al.*, 2010; MUÑOZ-VILLERS *et al.*, 2012). Como demonstrado no Quadro 1, os termos mais frequentes são *Cloud Water Interception* e *Fog Drip* (nessa ordem). Porém, existem outros termos para se referir ao processo, e acredita-se que a variedade terminológica pode ser um complicador para a utilização dos portais eletrônicos de pesquisa e diálogo entre pesquisadores.

Em português, os trabalhos publicados utilizaram como método coletores de nevoeiro, e o termo Precipitação Oculta (ARCOVA *et al.*, 2019). No entanto, a terminologia mais apropriada seria *ICA*. Portanto, no âmbito nacional, em que ainda são escassas pesquisas e publicações, sugere-se a padronização do termo para Interceptação da Condensação Atmosférica (*ICA*).

QUADRO 1 – TERMOS REFERENTES AO PROCESSO DA ICA, UTILIZADOS EM PESQUISAS QUE REALIZARAM MEDIÇÕES ABAIXO DO DOSSEL, LOCAL E PROPORÇÃO DE OCORRÊNCIA.

Termo	País	Fonte	(%)
Cloud water interception	EUA/Havaí, Portugal/Madeira, Alemanha	Juvik; Nullet (1995); Giambelluca <i>et al.</i> (2011); Juvik <i>et al.</i> (2011); Takahashi <i>et al.</i> (2011); Prada <i>et al.</i> (2012); Köhler <i>et al.</i> (2014).	19,4
Fog drip	EUA, China	Vogl (1973); Dawson (1998); Liu <i>et al.</i> (2004); Keppeler (2007); Sawake <i>et al.</i> (2015).	16,1
Fog precipitation	EUA/Havaí, Austrália	Azevedo; Morgan (1974); Holder (2003); Krecek <i>et al.</i> (2017).	9,7
Fog interception	EUA, Guatemala, República Tcheca	Hafkenscheid <i>et al.</i> (1998); Garcia-Santos <i>et al.</i> (2004); González-Martínez <i>et al.</i> (2018).	9,7
Horizontal Precipitation/Precipitación horizontal/Lluvia horizontal	China, El Salvador, Honduras	Jia <i>et al.</i> (2019); Rodríguez. (2011); Agudelo <i>et al.</i> (2012).	9,7
Cloud interception	Jamaica, Espanha/Canárias, México	MacJannet <i>et al.</i> (2007); Braumam <i>et al.</i> (2010).	6,5
Fog water interception	Reunião, EUA	Gabriel; Jauze (2008); Potter, (2016).	6,5
Fog water	China	Chung <i>et al.</i> (2017).	3,2
Cloud moisture input	Honduras	Stadtmuller; Agudelo (1990).	3,2
Mist and Fog Interception	Venezuela/ Colômbia	Cavelier; Goldstein (1989).	3,2
Fog water input	Brasil	Bittencourt <i>et al.</i> (2019).	3,2
Fog water deposition	Alemanha	Lange <i>et al.</i> (2003).	3,2
Fog deposition	Austrália	Hutley <i>et al.</i> (1997).	3,2
Interceptación horizontal	Costa Rica	Moreno (1981).	3,2

FONTE: Lange e Santos (2023).

NOTA: * Proporção em relação aos demais artigos (segundo critérios de seleção descritos no item métodos.

A ocorrência de nevoeiros está relacionada à ambientes particulares, como as florestas nebulares tropicais de montanha ou *Tropical Montane Cloud Forests* (TMCF), que surgem geralmente acima de 800 s.n.m. (BRUIJNZEEL; MULLIGAN; SCATENA, 2011). O termo TMCF é amplamente utilizado em pesquisas para designar áreas sujeitas a ocorrência frequente de nevoeiros e sua vegetação apresenta características ambientais únicas (APARECIDO *et al.*, 2018). Sua importância advém não apenas no aspecto hidrológico e ecológico, mas também pela ênfase na pesquisa e conservação dessas áreas em relação a outras florestas tropicais (BRUIJNZEEL; SCATENA; HAMILTON, 2010).

No presente trabalho o termo TMCf será usado para se referir a florestas tropicais e subtropicais montanas e altomontanas expostas frequentemente à nevoeiros.

Originalmente, Cannon (1901) descreveu a função do nevoeiro para a manutenção das florestas da costa oeste do EUA. Posteriormente, estudos realizados por Cooper (1911), Ekern (1964) e Kerfoot (1968) documentaram taxas de precipitação e recarga da água no solo induzidos pelo gotejamento do nevoeiro e sua importância como fonte extra de água.

Stadtmuller (1987) realizou trabalho pioneiro em que realizou a compilação das principais diferenças entre as fisionomias da vegetação nas áreas de ocorrência de nevoeiros, que apresenta dezenas de classificações. O autor indicou a estreita relação entre o nevoeiro sobre a vegetação e a necessidade de conservação das TMCfs, e ressaltou os três componentes mais importantes na avaliação dos efeitos das TMCfs na hidrologia: 1) Aumento da precipitação efetiva; 2) Redução das taxas de evapotranspiração; 3) Regulação do regime hidrológico, particularmente nos períodos de estiagem. Sua pesquisa encontrou resultados que indicaram que a ICA pode variar de 7% a 158% sobre a precipitação.

Dawson (1998) monitorando a costa da Califórnia (EUA) por três anos, constatou que 34% da entrada de água no balanço hídrico anual foi consequente da ICA pela floresta de sequóias (*Sequoia sempervirens*). O estudo demonstrou que as árvores podem influenciar significativamente na magnitude do aporte de água para os ecossistemas. Para Burgess e Dawson (2004), a ocorrência da ICA é essencial para a vegetação costeira da Califórnia (EUA), pois fração da água interceptada pode ser absorvida diretamente pelas folhas.

Bruijnzeel, Mulligan e Scatena (2011) consideraram que no início da década de 1990 as TMCfs estavam no topo da lista dos ecossistemas mais ameaçados, em decorrência das supressões da vegetação acima da média estimada que ocorreram na década de 1980 (1,1% versus 0,8%). O fato alertou a comunidade científica para a importância do levantamento de informações para compreender, gerenciar e proteger os ecossistemas únicos e vulneráveis das TMCfs.

Em 1993 foi realizado em Porto Rico o Simpósio Internacional sobre TMCF que resultou em um livro publicado sobre as TMCFs em âmbito internacional (HAMILTON *et al.*, 1995). A publicação abordou temas sobre hidrologia, dinâmica de nutrientes, importância das espécies endêmicas ameaçadas, bem como diretrizes para gerenciamento e conservação das espécies. Em 1995 foi lançada a “*Campaign for Cloud Forest*”, pela *Internacional Union for the Conservation of Nature* (IUCN), com ênfase no entendimento da relação das florestas e a exposição ao nevoeiro. Nesse contexto, Bruijnzeel e Proctor (1995) sugeriram a criação de uma rede pantropical ligando centros de pesquisa sobre TMCF, em que questões sobre o tema poderiam ser abordadas de forma integrada. Neste mesmo trabalho, os mesmos autores conseguiram listar apenas oito estudos sobre a ICA em ambientes de TMCF e seis estudos sobre perdas por evapotranspiração nas mesmas florestas.

Em 2004, foi realizado no Havaí o *Symposium on Science for the Conservation and Management of TMCF*, e 25 apresentações relataram trabalhos hidrometeorológicos e fisiológicos da vegetação de TMCF conduzidos desde 1993. Dez apresentações indicaram os efeitos da conversão da TMCF em pastagens sobre variações no clima (BRUIJNZEEL *et al.*, 2011).

Bubb *et al.* (2004) apresentaram a *Cloud Forest Agenda* em parceria com várias instituições, incluindo a *United Nations Environment Programme* (UNEP), *World Conservation Monitoring Centre* (WCMC), *United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization* (UNESCO), entre outras. No documento, governos, organizações não governamentais e setor privado foram convidados para elaborar metas para conservação das TMCFs e aprofundar pesquisas para compreensão dos processos hidrológicos que regulam a quantidade e qualidade da água nesses ambientes.

Esforços para analisar os avanços científicos sobre hidrologia em regiões de TMCFs foram realizados por Bruijnzeel (2001) e Bruijnzeel, Mulligan e Scatena (2011). BRUIJNZEEL (2001) descreveram resultados obtidos em florestas situadas principalmente na América Latina e Caribe. Bruijnzeel, Mulligan e Scatena (2011) apresentaram mapas regionais de modelagem da interceptação do nevoeiro, em valores absolutos e percentual do total de entrada de água. A interceptação anual das ICA levantadas por Bruijnzeel, Mulligan e

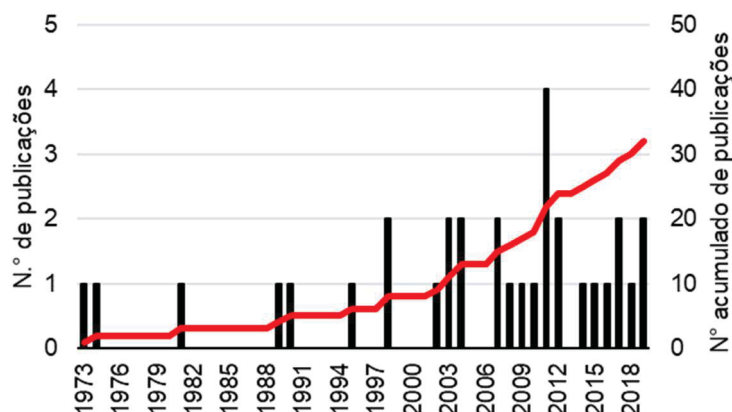
Scatena (2011) com o método do balanço hídrico do dossel ou *wet-canopy water budget method* (WCWB) (descrito na seção AVANÇOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS RELATIVOS AO PROCESSO DE ICA) apresentaram grande variação entre as áreas amostradas (entre 22 a 1990 mm/ano). A variação deveu-se, provavelmente, à heterogeneidade espacial dos pontos amostrados e suas distintas características geográficas.

Os estudos sobre ICA se desenvolveram em áreas de TMCFs como: Ilhas Canárias (GARCIA-SANTOS; BRUIJNZEEL, 2011; RITTER; REGALADO; ASCHAN, 2008); Porto Rico (EUGSTER *et al.*, 2006; HOLWERDA *et al.*, 2006); Havai (JUVIK; DELAY, 2011); Colômbia (CARDENAS *et al.*, 2017); Brasil (BITTENCOURT *et al.*, 2019) entre outros. Para Bruijnzeel *et al.*, (2005) e Bittencourt *et al.*, (2019) ainda faltam informações comparativas sobre variações espaciais climatológicas e taxas típicas de interceptação da ICA por diferentes tipos de floresta.

A Assembleia Geral das Nações Unidas, realizada em 2022, declarou o Ano Internacional do Desenvolvimento Sustentável das Montanhas. Uma das principais iniciativas foi o estabelecimento do Comitê Científico Aberto (OESC) e a produção de resumos de políticas para o desenvolvimento sustentável das montanhas. Entre elas está a coleta e compartilhamento de dados *in situ*, sobre mudanças climáticas e dinâmicas dos ecossistemas de montanha. O OESC aponta deficiência na cobertura global de registro de séries de dados hidrológicos e a importância do compartilhamento dos dados para a conservação e recuperação de ambientes de montanha (GEO MOUNTAINS, 2022).

Das 31 publicações selecionadas no presente trabalho, conforme critérios descritos na seção II (método), notou-se que as primeiras publicações datam da década de 1970. A partir dos anos 1990, com o aumento do interesse sobre o tema, e a criação do Simpósio Internacional sobre TMCF em Porto Rico, o número publicações dobraram (Figura 1) (HAMILTON *et al.*, 1995).

FIGURA 1 – ARTIGOS REFERENTES AO MÉTODO DE BALANÇO DO DOSEL ÚMIDO E ANO DE PUBLICAÇÃO.



FONTE: Lange e Santos (2023).

1.4 LEVANTAMENTO NA LITERATURA CIENTÍFICA DAS CONDIÇÕES DE OCORRÊNCIA DA *ICA*

A quantidade de água interceptada na *ICA* depende muito do local e parcialmente da vegetação, aspectos climáticos e características do terreno. Aspectos de localização referem-se principalmente à distância do mar, elevação e grau de exposição do terreno ao nevoeiro (orientação das vertentes) (FREYBERG; SAWASKE, 2015). Quanto à vegetação são importantes aspectos como: altura, tamanho e estrutura do dossel; arranjo e a forma de folhas e troncos; localização das árvores e a densidade populacional; e presença e morfologia das epífitas. Os aspectos climáticos referem-se principalmente à: temperatura; intensidade de luz reduzida; velocidade e direção do vento; frequência de nevoeiro, e propriedades do nevoeiro (particularmente a distribuição de tamanho das gotículas de água) (BRUIJNZEEL; PROCTOR, 1995; RITTER; REGALADO; ASCHAN, 2008).

A maioria das pesquisas sobre *ICA* que atenderam os critérios de seleção estipulados no presente estão localizadas nos EUA/Havaí e América Central (Figura 2). Também é notável o número de países com extensas áreas costeiras e/ou montanhosas que apresentam falta de dados ou com números reduzidos de estudos sobre *ICA*.

internacional descrita no parágrafo anterior. Baseando-se na classificação do IBGE (1992) e em observações de campo, Struminski (2001) apresentou a seguinte topologia para as florestas de montanha brasileiras: Floresta Ombrófila Densa Montana, análoga a LMCF (entre 600 e 900/1000 s.n.m.); Floresta Ombrófila Densa Altomontana, análoga a UMCF (entre 900/1000 e 1400 s.n.m.); Refúgios Vegetacionais Altomontanos herbáceo ou campos de altitude (acima de 1300 s.n.m.); Refúgios Vegetacional Altomontano herbáceo ou vegetação rupestre, que ocupam os afloramentos rochosos. Entretanto, a classificação utilizada é considerada generalista. Os tipos florestais de regiões serranas brasileiras estão diretamente relacionados com aspectos pedológicos e geomorfológicos (SCHEER; CURCIO; RODERJAN, 2013).

1.5 ASPECTOS DA VEGETAÇÃO DE FLORESTAS NEBULARES TROPICAIS

Bruijnzeel, Mulligan e Scatena (2011) descrevem que a altura do dossel nas LMCF (floresta montana) pode variar entre 15 e 33 m, e a ocorrência de briófitas ocupa entre 25% e 50% dos troncos. Em áreas com a presença da UMCF (floresta altomontana) a altura do dossel varia entre 2 e 18 m e a cobertura dos troncos por briófitas varia entre 70 a 80%. Embora não haja separação bem definida de temperatura entre as duas tipologias, é consenso entre as pesquisas que a transição entre LMCF e UMCF coincide com início da ocorrência do nevoeiro e suas variações altimétricas apresentam diferenças entre a distribuição das TMCF ao redor do planeta. A SACF é caracterizada por árvores com alturas do dossel e folhas menores que as descritas anteriormente, e ausência de epífitas. Porém, briófitas podem ocorrer com frequência. Esta última classe (SACF) ocupa montanhas de elevadas, e sua transição é observada entre 2.800 e 3.200 s.n.m. A ECF possui estrutura florística semelhante, mas pode ocorrer em elevações variadas. São fisionomias arbustivas que ocorrem geralmente na transição entre floresta e campo de altitude altomontano.

Para Scheer, Curcio e Roderjan (2013) e Eller *et al.* (2020) a distribuição das florestas nebulares tropicais é mais bem explicada pelos solos que derivam da geomorfologia. Portanto, é o fator geopedológico que ganha força com o

incremento da altitude e dita a fisionomia, estatura e florística, diferenciando essas florestas.

A UMCF ou Floresta Ombrófila Densa Altomontana (na nomenclatura brasileira) tem aspectos únicos por sua frequente exposição aos nevoeiros e solos associados. A UMCF é caracterizada pela abundância de musgos, epífitas e dossel baixo (inferior a 6 metros de altura) (SCHEER; CURCIO; RODERJAN, 2011). As árvores são retorcidas e raquíticas, as folhas são grossas e resistentes, com ramos apontando para direção oposta ao vento predominante (STADTMULLER, 1987; CAVALIER *et al.*, 1997). As plantas sobre essas condições (umidificação contínua da superfície das folhas) desenvolvem estratégias para repelir a água, favorecendo o gotejamento no solo (RITTER; REGALADO; ASCHAN, 2008).

A abundância de plantas epífitas (musgos, samambaias, bromélias) é importante na hidrologia e ecologia da TCMF. Até um quarto das espécies presentes nestas florestas podem ser epífitas. As epífitas captam água diretamente dos nevoeiros e seu armazenamento de água pode variar entre 3.000 e 50.000 L.ha⁻¹ (BUBB *et al.*, 2004).

A estrutura das árvores presentes na UMCF inclui troncos mais grossos e grandes sistemas radiculares que aumentam a estabilidade mecânica das árvores para sua fixação em vertentes declivosas (BRUIJNZEEL; PROCTOR, 1995). O aumento da frequência de imersão pelo nevoeiro, em maiores altitudes e condições geopedológicas associadas (SCHEER; CURCIO; RODERJAN, 2013), produz progressivamente vegetação mais baixa, folhas menores e troncos cobertos de epífitas. A mudança na estrutura da vegetação é acompanhada por alterações na composição florística (ELLER, *et al.*, 2020).

As condições hidroclimáticas únicas nas TCMFs propiciam o crescimento de vegetação distinta da maioria encontrada em florestas tropicais. A composição funcional da TCMF pode ser interpretada como o resultado de muitos filtros ambientais que interagem e se sobrepõem. Os filtros impõem restrições ao estabelecimento de espécies mais altas e de crescimento mais rápido, comuns em áreas de menor altitude e mais planas, por meio de sistemas hidráulicos e mecânicos juntamente com a temperatura e condições pedológicas. A comunidade TCMF também apresenta maiores sistemas

radiculares, com alta densidade de raízes finas, o que reflete em grande investimento na aquisição de nutrientes (ELLER *et al.*, 2020).

1.6 CLIMA E DISTRIBUIÇÃO DE FLORESTAS NEBULARES TROPICAIS

Em geral, as distribuições das TMCFs dependem dos limites superior e inferior do estrato de nuvem e de fatores ambientais globais, regionais e locais que influenciam sua formação. A transição em LMCF para UMCF bem como a espessura da nuvem são regidas principalmente pelo nível de condensação de nuvem persistente (BRUIJNZEEL; EUGSTER; BURKARD, 2005). Este por sua vez é determinado pelo teor de umidade e temperatura da atmosfera. Com o distanciamento do oceano o ar tende a ser menos úmido e requer temperaturas mais baixas, e, portanto, maiores elevações, para atingir a condensação (KITAYAMA, 1995). Acima da UMCF a vegetação úmida dá lugar a uma vegetação subalpina seca. Os limites inferiores do cinturão de nuvem que cobrem a TMCF podem variar de 800 a 2200 s.n.m. e podem chegar no seu limite superior até 3500 s.n.m. (BRUIJNZEEL; MULLIGAN; SCATENA, 2011).

Além da elevação da base do estrato da nuvem, a faixa de TMCF também é regida pelo seu limite superior que sofre influência da circulação atmosférica em escala global como a célula de Hadley. Neste processo o ar aquecido atinge grandes elevações na zona equatorial e se desloca em direção aos polos e para leste na parte superior da atmosfera onde se resfria. O ar frio e seco desce em uma ampla faixa nos trópicos e subtropicais aonde retorna para o equador. Como o ar desce e se aquece, forma uma inversão de temperatura que separa a camada úmida de ar superficial do ar descendente mais seco acima. Este fenômeno é chamado Inversão dos ventos alísios (*Trade Wind Inversion* -TWI) (CAO *et al.*, 2007). O efeito do TWI sobre os limites superiores da TMCF é determinante. Sobre o leste do oceano pacífico (ex. costa sul da Califórnia) o TWI ocorre apenas a algumas centenas de metros do nível do mar e sobe para cerca de 2200 m próximo ao Havaí. Por consequência, algumas encostas a barlavento no arquipélago havaiano, recebem mais de 6.000 mm de chuva por ano abaixo da inversão da camada (BRUIJNZEEL; MULLIGAN; SCATENA, 2011).

Sobreposto a escala global, localmente a umidade e temperatura são controladas por colunas de ascensão do ar. Estas por sua vez sofrem influência das temperaturas da superfície do mar, interações com a costa, tamanho, orientação e exposição das montanhas aos ventos predominantes (STADTMÜLLER, 1987; KEPELLER, 2007; BRUIJNZEEL; MULLIGAN; SCATENA, 2011).

Devido a interação dos fatores ambientais responsáveis pela ocorrência de TMCF o mapeamento de sua distribuição global tem sido um desafio. Levantamentos florestais nacionais costumam não ser consistentes e utilizam categorias próprias para classificação (STADTMÜLLER, 1987; BUPP *et al.*, 2004). Abordagens que utilizam índices de altitude, temperatura, precipitação, incidência de nevoeiro e condições edáficas foram utilizadas para levantamentos diretos e modelagens (BUPP *et al.*, 2004; SCATENA *et al.*, 2010; BRUIJNZEEL; MULLIGAN; SCATENA, 2011). Scatena *et al.* (2010) combinaram dados de cobertura vegetal e limites de altitude de TMCF e estimaram a área potencial de TMCF na ordem de 380.000 km², ou 2,5% das florestas tropicais do planeta. Já a área real foi da ordem aproximadamente 215.000 km² ou de 1.4% das florestas tropicais mundiais. Levantamentos sobre a distribuição da área de TMCF também foram realizadas combinando dados sobre a frequência de ocorrência de nevoeiros e observações de satélite (MULLIGAN, 2010). Para Bruijnzeel, Mulligan e Scatena (2011), os resultados foram mais relevantes que os obtidos utilizando por cotas altimétricas e os valores de cobertura foram mais expressivos que o das estimativas anteriores (14,2% de toda floresta tropical).

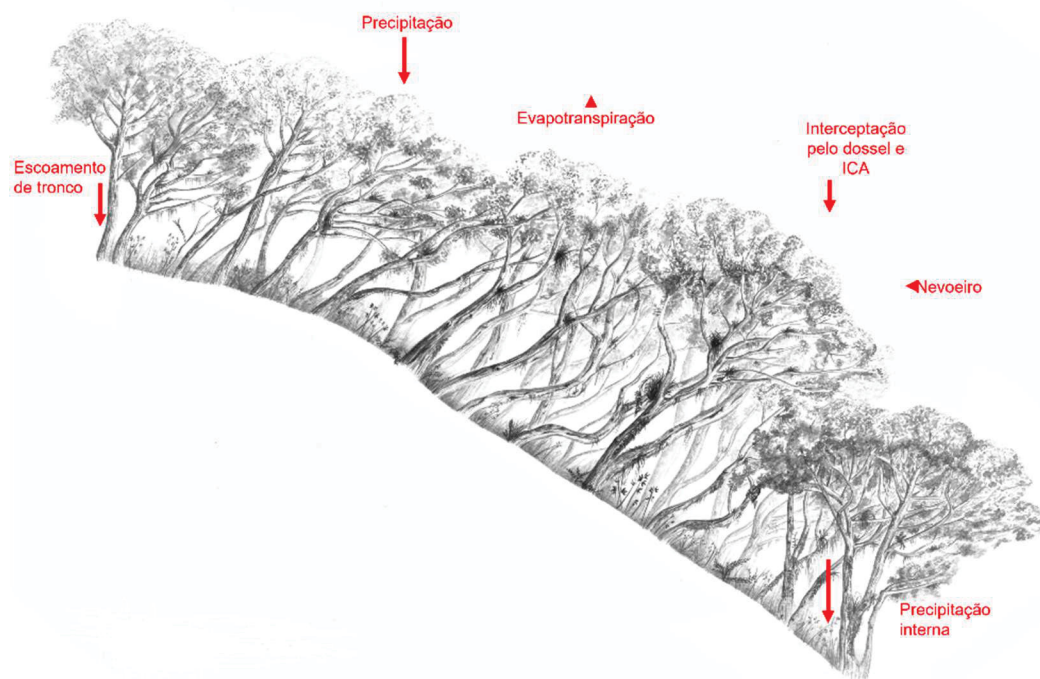
Autores como Harr (1982), Kepeller (2007), Goldsmith *et al.* (2012) e Sawake e Freyberg (2015) buscaram identificar relações entre os volumes gotejados do nevoeiro e índices geográficos, como interações do vento com o terreno, em um esforço para melhor entender os fatores que condicionam a heterogeneidade espacial de *ICA*. Para os autores o grau exposição (HARR, 1982; KEPELLER, 2007; SAWAKE; FREYBERG, 2015), velocidade do vento (OBERLANDER, 1956; INGRAHAM; MATTHEWS, 1988) e frequência do nevoeiro (INGRAHAM; MATTHEWS, 1988; SAWAKE; FREYBERG, 2015) são os principais controles na produção da *ICA*. A orientação da encosta da montanha em relação à direção do vento predominante determina a exposição

do local à umidade atmosférica. Consequentemente, locais elevados a barlavento e próximos à linha de cumes são os mais favoráveis a produção de gotejamento do nevoeiro.

1.7 AVANÇOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS RELATIVOS AO PROCESSO DE ICA.

O processo de interceptação em florestas de ambientes tropicais e temperados é tradicionalmente estudado medindo ou estimando a P (precipitação total), P_i (precipitação interna), E_t (escoamento de tronco) e I (perdas por interceptação ou volume de água que é retida pela vegetação e retorna para atmosfera por evapotranspiração). Normalmente os valores de P_i e E_t são inferiores a P . Em contraste em algumas regiões de montanha onde a umidade atmosférica é muito alta a água que atinge o solo da floresta a precipitação efetiva P_e ($P_i + E_t$), pode ser maior do que P (RITTER; REGALADO; ASCHAN, 2010) (Figura 3). Isto demonstra que em ambientes de montanha a condensação da umidade atmosférica é uma importante entrada adicional de água, pois pode alterar consideravelmente o balanço hídrico dessas florestas. Este processo tem sido associado a redução da evapotranspiração (FIGUEIRA *et al.*, 2013; DOMINGUEZ *et al.*, 2017). O que parece estar associado a redução da radiação solar e aumento da umidade atmosférica (BRUIJNZEEL; MULLIGAN; SCATENA, 2011). Schellekens *et al.* (1998) constataram uma redução de 50% na evaporação potencial em florestas nebulares de Porto Rico.

FIGURA 3 – PERFIL ESQUEMÁTICO DE UM TRECHO DE FLORESTA DE TRANSIÇÃO (LMCF-UMCF) E COMPONENTES DO PROCESSO DE INTERCEPTAÇÃO.



FONTE: Adaptado de: STOCCO (2023).

Segundo Bruijnzeel (2001), embora a importância da *ICA*, como entrada adicional de água, seja amplamente reconhecida sua quantificação é difícil. Tradicionalmente, dois métodos básicos foram estabelecidos para medir a *ICA*: coletores de nevoeiro e comparações entre Pe e P .

Coletores de nevoeiro artificiais fornecem uma indicação da frequência e quantidade de nevoeiro que pode ser potencialmente capturado. O problema usando esse tipo de equipamento é que cada dossel da floresta representa uma situação única que não pode ser totalmente caracterizada com um coletor de água de névoa (MACJANNET; WALLACE; REDDELL, 2007). Embora os medidores de nevoeiro sejam de prática instalação fornecem estimativas relacionadas a sua capacidade de captar a neblina e não a da vegetação. Portanto fornecem resultados que dependem do desenho de cada coletor. Ainda sua captura é altamente dependente de sua posição no terreno e a obstáculos próximos (BRUIJNZEEL, 2001).

Entre os medidores de névoa utilizados para caracterizar a ocorrência do nevoeiro os modelos mais utilizados são: harpa (BERRONES, *et al.*, 2021),

tela cilíndrica (JUVIK; EKERN, 1978), painel (SCHEMENAUER; CERECEDA, 1994; JUVIK; NULLET, 1995) e visibilímetros eletrônicos (BITTENCURT *et al.*, 2019). A quantidade de água capturada por coletores passivos de nevoeiro é expressa como fluxo de nuvem horizontal ou *horizontal cloud water fluxes* (CWF; mm/hora) (FRUMAU *et al.*, 2010). Essas taxas podem servir para se inferir sobre a ocorrência da *ICA*, comparar pontos de medição e como parâmetro de entrada de modelos hidrológicos.

As medições da *ICA* também podem ocorrer pela abordagem do balanço do dossel úmido ou *wet-canopy water budget method* (WCWB) que é, na maioria dos casos, um método melhor porque mede a relação entre a quantidade de água gotejando abaixo do dossel o escoamento de tronco e a precipitação total e estabelece regressões lineares entre seus componentes a fim de separar as duas entradas de água distintas (precipitação e *ICA*) (HARR, 1982; SIGMOND *et al.*, 1989; MACJANNET; WALLACE; REDDELL, 2007; RITTER; REGALADO; ASCHAN, 2010; DOMINGUEZ *et al.*, 2017).

A estimativa da *ICA* na ausência de precipitação, ou seja, apenas com ocorrência de nevoeiro pode ser expressa como:

$$ICA = E + Pi + Et \quad (1)$$

Em que *ICA* é a interceptação da condensação atmosférica, *E* é a evaporação da copa, *Pi* a precipitação interna e *Et* o escoamento de tronco. A soma de *Pi* e *Et* é chamada precipitação efetiva (*Pe*).

Como *E* é de difícil determinação normalmente é desconsiderado obtendo-se um valor da *ICA* subestimado, denominado *ICA* líquida (BRUIJNZEEL; EUGSTER; BURKARD, 2005).

Para os períodos em que ocorre a combinação de nevoeiro e incidência de chuva concomitantes o processo hidrológico pode ser expresso:

$$P + ICA = \sum E + Pi + Et \quad (2)$$

Em que P é a precipitação total e $\sum E$ é a evaporação da água do nevoeiro somada a da chuva. Como no caso anterior a valor da evaporação é desconsiderado.

Para a aplicação das equações anteriores é necessário medir a P em local aberto (sem influência de obstáculos) e separar os eventos com e sem nevoeiros.

Em alguns casos o método do balanço do dossel úmido também considera a evaporação do dossel assim como a variação do volume de água por ele retida (HAFKENSCHIED *et al.*, 1998; GIAMBELLUCA; DELAY; NULLET, 2011; TAKAHASHI *et al.*, 2011; GONZÁLEZ-MARTÍNEZ; HOLWEDA, 2018). Para estimativa da evaporação do dossel normalmente é utilizado o método Penman-Monteith (ALLEN *et al.*, 1998).

Segundo Bruijnzeel (2001), e MacJannet, Wallace (2006), a metodologia do balanço hídrico do dossel funciona bem quando há diferenças significativas entre os dias com e sem interceptação da nuvem. Em locais onde a interceptação do nevoeiro é limitada, as regressões entre P e P_e ($P_i - E_t$) podem não ser significativamente diferentes, tornando a abordagem sem validade do ponto de vista estatístico. Ainda este método apresenta uma limitação, pois o gotejamento do nevoeiro apresenta alta heterogeneidade espacial e para se estimar tal processo é necessária uma amostragem que utilize diversos coletores, ou coletores com áreas de coleta representativas, ou ainda como apresentado em algumas pesquisas (SCHELLEKENS *et al.*, 1998; HAFKENSCHIED, 2000) coletores que são posicionados em pontos distintos durante o monitoramento.

Ainda uma série de métodos são aplicados para se inferir sobre o comportamento de ICA como: concentração de sódio e cloreto presentes no nevoeiro (CLARK *et al.*, 1998; HAFKENSCHIED *et al.*, 1998); traçadores isotópicos (INGRAHAM; MATTHEWS, 1995; LIU *et al.*, 2007); modelos matemáticos (RITTER; REGALADO; ASCHAN, 2008; DOMINGUEZ, 2017); alterações no peso de epífitas (MULLIGAN; JARVIS, 2010) e visibilímetros eletrônicos (BITTENCOURT *et al.*, 2019).

Cavalier, Mejia (1990) (satélite *GOES*); Goldsmith *et al.* (2013) (satélites *TERRA* e *AQUA*) e Sawake, Freyberg (2015) (satélites *MODIS* para períodos

diurnos e *Aqua* para períodos noturnos) utilizaram imagens espaciais com o propósito de mapear a distribuição e ocorrência do nevoeiro e sua relação a *ICA* e fornecimento de água para vegetação. A partir dos dados obtidos concluíram que a cobertura da neblina reduz o fluxo de ar diurno, temperatura e evapotranspiração. Ainda favorece o abastecimento de água nos períodos secos do ano principalmente pelo aumento do conteúdo de água no solo.

1.8 MAGNITUDE E SAZONALIDADE DO FENÔMENO NOS ESTUDOS ANTECEDENTES.

A partir de dados espaciais, Jarvis e Mulligan (2011) fizeram observações sobre o clima em 477 locais ocupados por florestas sujeitas a nevoeiros. As TMCFs foram consideradas as mais úmidas (média de 184 mm/ano) e frias (média de 4,2 C°) em relação a demais florestas tropicais. Também são as que estão mais próximas ao oceano e com maiores altitudes.

Bruijnzeel, Mulligan e Scatena (2011) elaboraram uma tabela relacionando dados de precipitação, precipitação interna e índice de área foliar para as diferentes classes de TMCF com base em 60 estudos. A partir de meta-análises obtiveram os seguintes resultados: as taxas médias da precipitação efetiva aumentam de 0,72 mm na LMRF (n = 15) para 0,81 mm na LMCF (n = 23), para 1,0 mm na UMCF (n = 18) e para 1,04 mm na SACF/EFC (n = 8); os valores médios de IAF diminuíram de 5,54 mm na LMRF para 4,67 mm na LMCF, de 3,96 mm na UMCF para 3,10 mm na SACF-EFC.

Segundo Bruijnzeel, Mulligan e Scatena (2011), comparações estatísticas entre a precipitação total e a precipitação efetiva para os diferentes locais de medição são limitadas pelos tamanhos desiguais das amostras e por diferenças metodológicas nas amostragens. No entanto as comparações de médias e medianas usando teste-t, teste de soma Mann-Whitney e ANOVA obtiveram diferenças significativas entre as categorias florestais ($p=0,05$) para Pe versus P entre UMCF e LMCF. A comparação entre as inclinações do gráfico Pe versus P também indicam que Pe excede P em locais de SACF-EFC enquanto as duas retas são próximas em locais de UMCF.

Em relação ao escoamento de tronco (Et), Bruijnzeel, Mulligan e Scatena (2011) apresentaram que na maior parte dos estudos analisados o componente não foi medido, porém os valores observados em LMRF e LMCF são tipicamente muito baixos (<1-2% em relação a precipitação efetiva). No entanto, frações de Et obtidas para UMCF variaram amplamente (0,1 – 30,5%) possivelmente refletindo variações na densidade dos troncos e grau de cobertura por epífitas, com média geral de 10% da precipitação (mediana 3%). O correspondente para SACF-EFC foi de 3-18% e 6,7% respectivamente.

As altas taxas de Pe obtidas para UMCF e SACF-ECF devem refletir parcialmente o efeito de ICA, pois é pertinente observar que as velocidades do vento em locais de UMCF e SACF-EFC tendem a ser maiores do que em locais mais baixos e protegidos das encostas (LMCF e LMRF) (HOLWERDA *et al.*, 2006). Portanto, a quantidade de precipitação medida em locais expostos ao vento tende a ser subestimadas e necessitam de correção para as perdas em torno dos coletores (HOLWERDA *et al.*, 2006; MACJANNET; WALLACE; REDDELL, 2007; GIAMBELLUCA; DELAY; NULLET, 2011). Segundo Bruijnzeel *et al.* (2011), a magnitude da correção pode ser substancial em alguns locais (>20%).

Outro aspecto hidrológico relacionado à presença dos nevoeiros nas regiões de TMCFs diz respeito, não a entrada de água para o sistema, mas sim às perdas pelos processos evaporativos (LIU *et al.*, 2007). Os resultados obtidos mostram valores de evapotranspiração inferiores nas TMCF que nos demais biomas tropicais. Enquanto as TMCFs apresentam taxas de evapotranspiração anuais entre 700 e 1000 mm, dependendo da altitude e do grau de incidência da nebulosidade, nas demais florestas os totais estão entre 1150 a 1350 mm. Para o balanço hídrico, a reduzida evapotranspiração nesses locais implica em maior escoamento de água na bacia hidrográfica (BRUIJNZEEL; HAMILTON, 2001).

Com base na topografia, Sawake e Freyberg (2015) distribuíram 77 medidores de precipitação interna, por cinco meses, em uma área de 40 km². Os instrumentos de medição foram posicionados em locais de colo, encosta e fundo de vale, nas montanhas de Santa Cruz, Califórnia, EUA. As taxas de ICA (totais, sazonais e por eventos) variaram substancialmente entres os diferentes pontos de amostragem (entre 0 e 375 mm/mês). No entanto, a grande maioria dos

medidores coletou taxas de gotejamento entre 1 e 60 mm/mês, com um valor mediano próximo a 10 mm/mês. Em relação a topografia os valores das taxas médias mensais (mm/mês) foram de 0,1 para o fundo de vale, 1,8 para a encosta e 71 para colo (parte inferior do divisor de águas).

Embora existam muitos outros fatores envolvidos, esta simples classificação qualitativa demonstra que a localização dos experimentos é provavelmente um determinante primário das taxas relativas ao gotejamento do nevoeiro. O aspecto da localização envolve controle topográfico relacionados a frequência e exposição a nevoeiros e padrões de ventos, bem como em dimensões individuais de árvores (SAWAKE; FREYBERG, 2015).

A Tabela 2 inclui os valores de P , Pe , Et e porcentagem de ICA obtidos exclusivamente por medições do gotejamento do dossel, diversos tipos de florestas, e que atenderam o conjunto de quesitos descritos na seção método. Pelos valores listados pode-se observar uma grande variação entre os volumes interceptados. A ICA variou entre 0,3 e 362 mm/mês ($n = 47$). A média foi 59,12 mm/mês e a mediana 30 mm/mês. O desvio padrão 81,59 e o coeficiente de variação na ordem de 138 %. ICA é em média responsável por 48% da precipitação efetiva ($n = 41$). Os valores apresentam grande variação, entre 0,5 % e 462%.

Essas estatísticas demonstram a presença de valores atípicos (outliers) e, portanto, assimetria do conjunto de dados. Esse fato pode ser decorrente, como observado por Bruijnzeel, Mulligan e Scatena (2011), pelos tamanhos desiguais das amostras e por diferenças metodológicas nas amostragens. Ainda por diferenças nas características ambientais dos locais de estudo (HARR, 1982; KEPELLER, 2007; GOLDESMITH *et al.*, 2012; SAWAKE; FREYBERG, 2015).

TABELA 2 – ESTUDOS COM MEDIÇÕES DE ICA ABAIXO DO DOSSEL.

Caracterização do sítio			Resultado experimental					
País	P média (mm/ano)	Vegetação	Período (dias)	P (mm)	ICA	ICA (%)	Fonte	
EUA	1170	Redwood	1095	1266 (mm/ano)	36,7 (mm/mês)	34	Dawson, 1998	
	1651-2032	Douglas fir, redwood	46	-	84 (mm/mês)		Azevedo; Morgan, 1974	
	1170	Douglas fir, redwood	457	-	9,6 (mm/mês)		Keppeler, 2007	
	1000	Douglas fir, coyote brush	450	-	10-30 (mm/ano)		Chung <i>et al.</i> , 2017	
	800-1400	Mature conifers	148	-	10 (mm/mês)		Sawake <i>et al.</i> , 2015	
	400-1500	Shrub - (Baccharis pilularis e Rhamnus californica)	304	1290	1561 (mm/período)	121	Potter, 2016	
	681	Knobcone pine	135	-	40,8 (mm/mês)		Vogl, 1973	
MX	-	Cloud forest	360	1788	1,9 (mm/mês)	8	González-Martínez <i>et al.</i> , 2018	
Continente	GT	LMRF	308	2559	23,4 (mm/período)	1	Holder, 2003	
		UMRF			203,4 (mm/período)	7,4		
	SV	2000-3500	Pinares	290	5 (mm/período)	1,7	Rodríguez, 2011	
			Bosque nublado	294	24 (mm/período)	8,2		
				346	62 (mm/período)	18		
	HN	2000-4000	Bosque nublado	365	1468	59,6 (mm/mês)	48,7	Stadtmüller; Agudelo, 1990
		2360	Bosque nublado	1825	-	1382(mm/ano)	141	Agudelo <i>et al.</i> , 2012
	CR	2512	Bosque úmido premontano	182	2305	352,9 (mm/período)	15	Moreno, 1981
	VE/CO	1000	Elfin cloud forest	365	853	796 (mm/ano)	93,3	Cavelier; Goldstein, 1989
					1630	518 (mm/ano)	31,2	
BR		TMCF	360	2517	251 (mm/ano)	11	Bittencourt <i>et al.</i> , 2019	
DE		Picea pungense ENGELM e Picea abies L.	210	303,3	0,07 (mm/h)	25	Lange <i>et al.</i> , 2003	
	582-1814	Norway spruce [Picea abies (L.) Karst.]	187	427	2 (mm/período)	0,5	Köhler <i>et al.</i> , 2014*	
				656	10 (mm/período)	1,5		
				699	65 (mm/período)	9,3		

Caracterização do sítio			Resultado experimental				
País	P média (mm/ano)	Vegetação	Período (dias)	P (mm)	ICA	ICA (%)	Fonte
CZ	1290-1400	Norway spruce (<i>Picea abies</i>)	519	671	195 (mm/período)	29	Krecek <i>et al.</i> , 2017
				750	162 (mm/período)	22	
				630	27 (mm/período)	4,3	
				683	120 (mm/período)	18	
CN	1487	Menglun Forest	1440	1718	89,4 (mm/ano)	5	Liu <i>et al.</i> , 2004
	630	<i>Pinus tabulaeformis</i> , <i>Quercus variabilis</i> , and <i>Platycladus orientalis</i>	720	-	33 (mm/ano)	4,6	Jia <i>et al.</i> , 2019
AU	3952	Complex Notophyll Vine Forest	657	2983 (mm/ano)	563 (mm/ano)	19	MacJannet <i>et al.</i> , 2007*
		Simple Notophyll Vine Forest	533	3040 (mm/ano)	207 (mm/ano)	7	
		Simple Microphyll Vine Fern Thicket	391	7471 (mm/ano)	2168 (mm/ano)	29	
	968	Floresta subtropical	912	-	309 (mm/mês)	40	Hutley <i>et al.</i> , 1997*
Ilha	1011	Shrubs	751	962 (mm/ano)	116 (mm/ano)	12	Giambelluca <i>et al.</i> , 2011*
	2702	Hawaiian cloud forests	564	2389 (mm/ano)	1212 (mm/ano)	51	
	1500	Floresta nativa norte Floresta nativa sul	568	1217 993	0,1 (mm/dia) 0,3 (mm/dia)	12 27	Brauman <i>et al.</i> , 2010
	625	Cook Pine (<i>Araucaria columnaris</i>)	292	457	7,9 (mm/dia)	146	Juvik <i>et al.</i> , 2011
	1099		115	349	4,4 (mm/dia)	462	
		Floresta nativa	510	3233 (mm/ano)	1188 (mm/ano)	37	Takahashi <i>et al.</i> , 2011*
		Floresta invasora		3735 (mm/ano)	733 (mm/ano)	20	
	4400	Elfin cloud forest	100	336	606 (mm/período)	180	Juvik; Nullet, 1995
	PT/ Aç	Erica arborea L. (nativa)	688	4487,5	8337,9 (mm/período)	186	Prada <i>et al.</i> , 2012
	ES/ CAN	Laurel forest	360	670	770 (mm/ano)	87	García-Santos <i>et al.</i> , 2004*
JM	2850	TMCF ridge top forest	496	4880	244 (mm/período)	5	Hafkenscheid <i>et al.</i> , 1998*
	FR/RE	Upper montane forest (ericaceous shrubs, <i>S. denudata</i>)	240	948	232 (mm/período)	25	Gabriel; Jauze, 2008

FONTE: LANGE e SANTOS (2023)

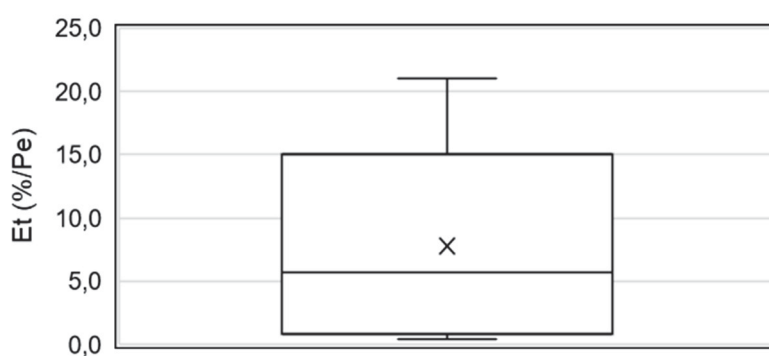
NOTA: Dados sem unidade descritos na coluna P dizem respeito a (mm período⁻¹) EUA - Estados Unidos da América, MX- México, GT- Guatemala, SV- El Salvador, HN- Honduras, CR- Costa Rica, VN- Venezuela, CO- Colômbia, BR- Brasil, DE- Dinamarca, CZ- República Tcheca, CN- China, AU- Austrália, HI- Havaí, PT- Portugal, Aç-Açores, ES- Espanha, CN- Canárias, JM- Jamaica, FR- França, RE- Ilhas Reunião.

Como observado na Tabela 2 existem diversas nomenclaturas e tipos de vegetações associadas ao nevoeiro. Essa variedade de termos foi observada por Stadtmüller e Agudelo (1990) que relataram dezenas de designações utilizadas para descrever florestas sujeitas a nevoeiros.

Algumas pesquisas presentes na Tabela 2 foram realizadas em cotas altimétricas inferiores a 600 s.n.m e, portanto, não em florestas nebulares de montanha. Como é o caso das florestas Redwoods localizadas da costa norte da Califórnia nos EUA (< 50 km) (AZEVEDO; MORGAN, 1974; DAWSON, 1998; KEPPELER, 2007; SAWAKE *et al.*, 2015; CHUNG *et al.*, 2017). Confirmando que a proximidade do litoral favorece a ocorrência de nuvens estrato e consequente ocorrência da ICA como relatado na literatura (BRUIJNZEEL; PROCTOR, 1995; RITTER; REGALADO; ASCHAN, 2008).

Dos 31 estudos listados na Tabela 2 somente cinco deles coletaram dados de escoamento de tronco (16%) (MORENO, 1981; HAFKENSCHIED *et al.*, 1998; MACJANNET; WALLACE; REDDELL, 2007; KRECEK *et al.*, 2017; BITTENCOURT *et al.*, 2019). Os valores para Et , descritos pelos autores citados acima, variaram entre 0,42% e 21% do total da precipitação efetiva ($n=6$) e a média foi 7,79%. Isso demonstra a grande variabilidade desse componente (Figura 4).

FIGURA 4 – VARIAÇÃO DA PORCENTAGEM DO ESCOAMENTO DE TRONCO (ET) SOBRE A PRECIPITAÇÃO EFETIVA.



FONTE: Lange e Santos (2023).

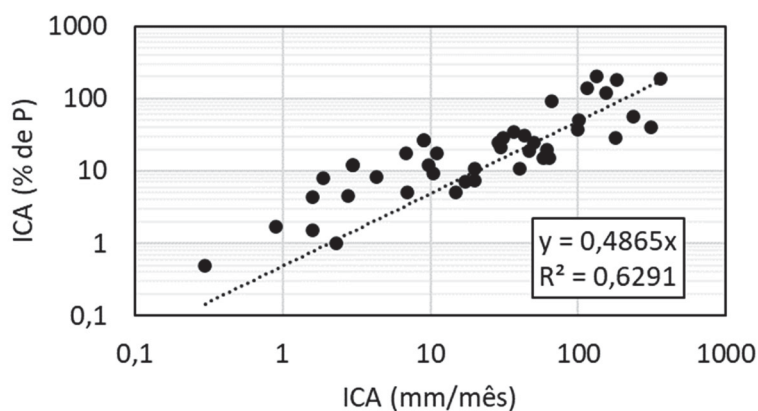
Segundo Hafkenschied *et al.* (1998), o elevado valor de Et obtido em sua pesquisa (21%), quando comparado aos outros encontrados na literatura, pode ser consequente da alta proporção de rebrota dos troncos em ambientes

declivosos. Vertentes com alto gradiente dificultam a fixação das raízes e favorecem a inclinação dos troncos. Por sua vez, ocorrem uma profusão de rebrotas dando origem a novas copas que irão compor o arranjo do dossel (ELLER *et al.*, 2020). Também pode ser atribuído ao alto grau de cobertura de briófitas e epífitas que favorecem a retenção de água nos troncos (BRUIJNZEEL; MULLIGAM; SCATENA, 2011; SCHEER; MOCOCHINSKI; RODERJAN, 2011).

A medição do *Et* exige a instalação de anéis coletores ao redor dos troncos e leituras periódicas das alturas obtidas. Sendo assim um componente de difícil obtenção e, portanto, muitas vezes desprezado. Os estudos sobre as taxas do escoamento de tronco são poucos e heterogêneos e, portanto, insuficientes para generalizações. Isso faz com que, em alguns casos, as taxas de interceptação sejam superestimadas. Dessa maneira, diminuem-se as possibilidades de inferir sobre as relações entre os componentes do processo. Isso indica uma lacuna no entendimento da interferência da floresta na redistribuição da precipitação e da *ICA* (KOBAYAMA; GIGLIO, 2013; LANGE; SANTOS, submetido para publicação).

A Figura 5, elaborada a partir de dados apresentados na Tabela 1, indica que a contribuição de *ICA* em relação a precipitação é proporcional. Isso pode representar quase a totalidade da precipitação. Isso demonstra que a saturação promove maior eficiência da condensação atmosférica que atinge o solo e, portanto, a importância do fenômeno.

FIGURA 5 – CORRELAÇÃO ENTRE A PROPORÇÃO DE *ICA* SOBRE A PRECIPITAÇÃO TOTAL (%) E *ICA* (mm/mês).

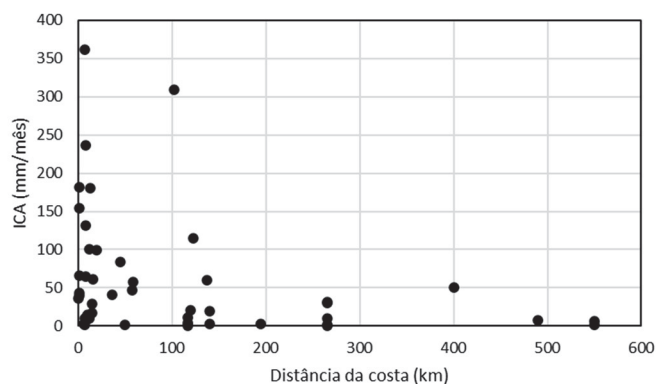


FONTE: Lange e Santos (2023).

Foram levantados dados geográficos, como distância da costa e altimetria, nos 31 artigos selecionados pela presente pesquisa, como uma tentativa para se estabelecer relações entre condições ambientais e grandezas de ICA. A partir de regressões realizadas entre a ICA (mm/mês) e os valores de distância da costa (km) e elevação (m) representados na Figuras (6 e 7) percebe-se uma fraca correlação, $R=0,298$ e $R=0,028$ respectivamente. Segundo afirmações de Ritter *et al.* (2008) e Bruijnzeel e Proctor (1995), os aspectos de localização, como distância da costa e elevação são os principais condicionantes para a ocorrência do processo de ICA. Porém, não são suficientes para explicar as alturas de ICA das pesquisas aqui listadas.

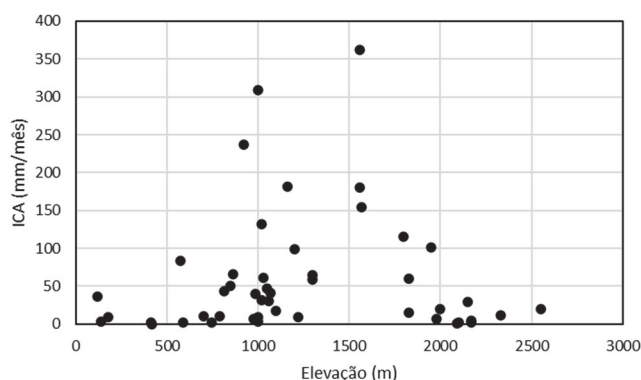
A localização dos experimentos de medição pode estar relacionada a escalas mais locais, como a posição no terreno e consequente grau de exposição ao nevoeiro (HARR, 1982; KEPELLER, 2007; SAWAKE; FREYBERG, 2015) e frequência do nevoeiro (INGRAHAM; MATTHEWS, 1988; SAWAKE; FREYBERG, 2015).

FIGURA 6 – CORRELAÇÃO ENTRE A DISTÂNCIA DA COSTA SOBRE A ICA (mm/mês).



FONTE: Lange e Santos (2023).

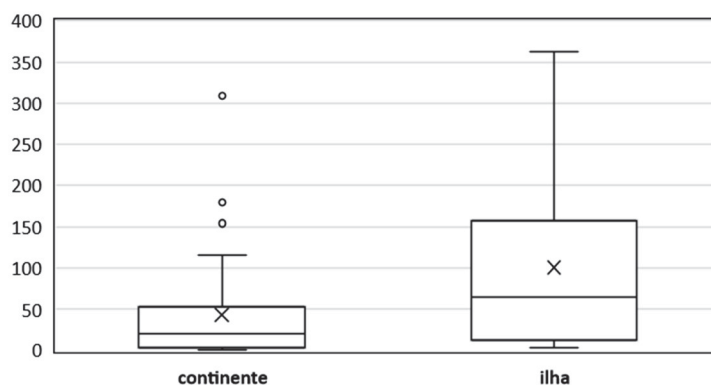
FIGURA 7 – CORRELAÇÃO ENTRE A ELEVAÇÃO SOBRE A ICA (mm/mês).



FONTE: Lange e Santos (2023).

Quando se individualiza os dados de *ICA* de acordo com a localização, entre ilhas e continentes, pode-se perceber uma grande distinção entre as alturas de *ICA* (Figura 8). Em continentes houve uma variação de *ICA* entre 0,3 e 309 mm/mês ($n=34$). Com média de 36,31 mm/mês, mediana 19,95 mm/mês, desvio padrão 36,31 mm/mês e coeficiente de variação 83,69% mm/mês. Para as medições realizadas em ilhas a média foi de 100,28 mm/mês ($n=13$), mediana 64,20 mm/mês, desvio padrão 106,48 mm/mês e coeficiente de variação 106,19% mm/mês.

FIGURA 8 – VOLUMES DE ICA EM ILHAS E CONTINENTES.



FONTE: Lange e Santos (2023).

Apesar da diferença entre o tamanho das amostras, continentes ($n=34$) e ilhas ($n=13$), são notáveis os maiores volumes de *ICA* para os ambientes insulares, possivelmente em consequência da ação de brisas marítimas.

1.9 CONCLUSÕES

Reconhecidamente a *ICA* fornece uma contribuição importante para o balanço hídrico e como efeito para manutenção de ecossistemas associados. Com base nas pesquisas, que utilizaram o método do balanço hídrico do dossel, a *ICA* é em média responsável por 42% da precipitação efetiva (n:41). Os valores listados apresentam grande variação, entre 0,5 % e 462%, provavelmente decorrente das distintas características ambientais dos locais amostrados assim como das variações nos tamanhos das amostras.

Em geral, a *ICA* é mais comum em locais como bordas continentais e ilhas constantemente sujeitas a correntes atmosféricas e brisas marítimas. A vegetação presente nesses locais é fundamental na regulação do fornecimento de água para rios e demais fluxos de água no solo.

A literatura consultada apresentou uma grande variedade de termos para designar a *ICA*. Das 31 publicações selecionadas foram encontrados 14 diferentes vocábulos. Sendo que os mais comuns foram “*Cloud Water Interception*” (19,4%) e “*Fog drip*” (16,1%). Também foram verificadas diversas nomenclaturas para se referir as florestas de montanha expostas frequentemente ao nevoeiro e favoráveis a ocorrência de *ICA*. Nota-se, portanto, uma falta de padronização do vocabulário, referente ao tema, que facilite o diálogo entre pesquisadores, governos e sociedade para pesquisas futuras. Em português os trabalhos encontrados usaram o termo Precipitação Oculta, no entanto o conceitualmente mais apropriado seria *ICA*.

Os estudos sobre a *ICA* tiveram início na primeira década do século XX e a partir da década de 1990 se intensificaram devido ao aumento da degradação dos ambientes de montanha. Desde então, diversas iniciativas foram realizadas através de encontros científicos. Mais recentemente, a ONU instituiu 2022 como o Ano Internacional do Desenvolvimento Sustentável das Montanhas.

Como observado, as pesquisas que utilizam medições do gotejamento do dossel e escoamento de tronco, feitas por calhas e/ou recipientes coletores, são mais eficientes. Essas levam em conta a capacidade do arranjo do dossel de interceptar a condensação atmosférica. Para os estudos futuros, recomenda-

se a utilização do método do balanço hídrico do dossel que incluam, medições de escoamento de tronco, componente normalmente desconsiderado.

Apesar da expressiva contribuição da *ICA* para o balanço hidrológico de determinadas regiões, ainda são escassos os estudos sobre o tema no mundo e principalmente no hemisfério sul. Advém assim, a importância da obtenção de dados, para a compreensão dos processos hidrológicos em ambientes de montanha, necessários para conservação e utilização dos recursos ambientais de forma racional. Ainda há de se considerar que a frequência e intensidade do fenômeno de *ICA* pode estar mudando devido as alterações climáticas.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop Evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements. **FAO Irrigation and Drainage Paper**, n. 56, p. 300, 1998.
- APARECIDO, L. M.; TEODORO, G. S.; MOSQUERA, G.; BRUM, M.; BARROS, F. D. V.; POMPEU, P. V.; OLIVEIRA, R. S. Ecohydrological drivers of Neotropical vegetation in montane ecosystems. **Ecohydrology**, n. 1932, p. 1-17, 2018.
- ARCOVA, F. C. S.; GALVANI, E.; RANZINI, M.; DE CICCIO, V. Avaliação da precipitação oculta na serra do mar com coletores passivos de nevoeiro. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 25, 2019.
- BERRONES, G.; CRESPO, P.; WILCOX, B. P.; TOBON, C.; CÉLLERI, R. Assessment of fog gauges and their effectiveness in quantifying fog in the Andean páramo. **Ecohydrology**, n. 2300, p. 1-17, 2021.
- BITTENCOURT, R. L.; BARROS, F. V.; ELLER, C. B.; MÜLLER, C. S.; OLIVEIRA, R. S. The fog regime in a tropical montane cloud forest in Brazil and its effects on water, light and microclimate. **Agricultural and Forest Meteorology**, n.265, p. 359-369, 2019.
- BRAUMAN, K. A.; FREYBERG, D. L.; DAILY, G. C. Forest structure influences on rainfall partitioning and cloud interception: A comparison of native forest sites in Kona, Hawai'i. **Agricultural and Forest Meteorology**, n. 150, p. 265-275, 2010.
- BRUIJNZEEL, L. A.; PROCTOR, J. Hydrology and Biogeochemistry of Tropical Cloud Forest: what do you really now? In: HAMILTON, L. S.; JUVIK, J. O.; SCATENA, F. N. (Ed.). **Tropical Montane Cloud Forests**, Springer, 1995.
- BRUIJNZEEL, L. A.; HAMILTON, L. S. Decision time for cloud forests. **IHP Humid Tropics Programme Series** n. 13 UNESCO, 2000.
- BRUIJNZEEL, L. A. Hydrology of tropical montane cloud forests: a reassessment. **Land Use and Water Resources Research**, n.1, p. 1-18, 2001.
- BRUIJNZEEL, L. A.; BURKARD R.; EUGSTER W. Fog as a hydrologic input. In: ANDERSON, M. G. (Ed.). **Encyclopaedia of Hydrological Sciences**, John Wiley, p. 559–582, 2005.
- BRUIJNZEEL, L. A.; SCATENA, F. N.; HAMILTON, L. S. Tropical Montane Cloud Forests: **Science for Conservation and Management**. Cambridge University Press. n. 978, 2010.
- BRUIJNZEEL, L. A.; MULLIGAN, M.; SCATENA, F. N. Hydrometeorology of tropical montane cloud forests: emerging patterns. **Hydrological Process**, n. 25, p. 465–498, 2011.
- BUBB, P.; MAY I.; MILES L.; SAYER J. **Cloud Forest agenda**. Cambridge: UNEP-WCMC; 2004.

BURGESS, S. S. O.; DAWSON, T. E. The contribution of fog to the water relations of *Sequoia Sempervirens* (D. Don): foliar uptake and prevention of dehydration. **Plant, Cell and Environment**, n. 27, p. 1023–1034, 2004.

CANNON, W. A. On the relation of redwoods and fog to the general precipitation in the redwood belt of California. **Torreya**, n.1, p.137-139, 1901.

CAO, G.; GIAMBELLUCA, T. W.; STEVENS, D. E.; SCHROEDER, T. A. Inversion Variability in the Hawaiian Trade Wind Regime. **Journal of Climate**, n. 20(7), p. 1145-1160, 2007. doi:10.1175/JCLI4033.1

CÁRDENAS, M. F.; TOBÓN, C.; BUYTAERT, W. Contribution of occult precipitation to the water balance of páramo ecosystems in the Colombian Andes. **Hydrological Processes**, n. 31, p. 440-449, 2017.

CAVALIER, J.; JARAMILLO, M.; SOLIS, D; DE LEÓN, D. Water balance and nutrient inputs in bulk precipitation in tropical montane cloud forest in Panama. **Journal of Hydrology**, n.193, p. 83–96, 1997.

CHUNG, M.; DUFOUR, A.; PLUCHE, R.; THOMPSON, S. How much does dry-season fog matter? Quantifying fog contributions to water balance in a coastal California watershed. **Hydrological Processes**, n. 31, p. 3948–3961, 2017.

CLARK, K. L.; NADKARNI, N. M.; SCHAEFER, D.; GHOLZ, H. L. Atmospheric Deposition and Net Retention of Ions by the Canopy in a Tropical Montane Forest, Monteverde, Costa Rica. **Journal of Tropical Ecology**, n. 01, v. 14, p. 27-45, 1998.

COOPER, W. S. Redwoods, rainfall and fog. *Plant World* n. 20 p.179-189, 1911.
EKERN, P. C. Direct Interception of Cloud Water on Lanaihale, Hawaii. **Soil and water management and conservation**, p. 420-421, 1964.

DOMINGUEZ, C. G.; VERA, M. F. G.; CHAUMONT, C; ET AL; Quantification of cloud water interception in the canopy vegetation from fog gauge measurements. **Hydrological Processes**, n. 31, p. 3191–3205, 2017.

ELIAS, V.; TESAR, M.; BUCHETE, J. Occult precipitation: sampling, chemical analysis and process modelling in the Sumava Mts. (Czech Republic) and in the Taunus Mts. (Germany). **Journal of Hydrology**, n.166, p.409-420, 1995.

ELLER, C. B.; MEIRELES, L. D.; STICH, S. BURGESS, S. S.; OLIVEIRA, R. S. How Climate Shapes the Functioning of Tropical Montane Cloud Forests. **Current Forestry Reports**, 2020.

EUGSTER, W.; BURKARD, R.; HOLWERDA, F.; BURGESS, S. S.; OLIVEIRA, R. S. Characteristics of fog and fogwater fluxes in a Puerto Rican elfin cloud forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, n. 139, p. 288–306, 2006.

FIGUEIRA, C.; SEQUEIRA, M. M.; VASCONCELOS, R.; PRADA, S. Cloud water interception in the temperate laurel forest of Madeira Island. **Hydrological Sciences Journal**, n. 58, p. 151-161, 2013.

FISCHER, D. T.; STILL, C. J.; EBERT, C. M.; BAGUSKAS, S. A.; PARK WILLIAMS, A. Fog drip maintains dry season ecological function in a California coastal pine forest. **Ecosphere**, n. 7 (6), p. 01-21, 2016.

FRUMAU, K F. A.; BURKARD, B.; SCHMID, S.; BRUIJNZEEL, L. A.; TOBÓN, C.; CALVO-ALVARADO, J. C. Fog gage performance under conditions of fog and wind-driven rain. In: BRUIJNZEEL, L. A.; SCATENA, F. N.; HAMILTON, L. S. (Ed.). *Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management*. Cambridge University Press, 2010.

GARCIA-SANTOS, G.; BRUIJNZEEL, L. A. Rainfall, fog and throughfall dynamics in a subtropical ridge top cloud forest, National Park of Garajonay (La Gomera, Canary Islands, Spain). *Hydrological Processes*, n. 25, p. 411–417, 2011.

GEO MOUNTAINS. Policy Brief: mountain observations: monitoring, data, and information for science, policy, and society, 2022.

GIAMBELLUCA, T. W.; DELAY, J. K.; NULLET, M. A. Interpreting canopy water balance and fog screen observations: separating cloud water from wind-blown rainfall at two contrasting forest sites in Hawai'i. In: BRUIJNZEEL, L. A.; SCATENA, F. N.; HAMILTON, L. S. (Ed.). *Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management*. Cambridge University Press, 2010.

GOLDSMITH, G. R.; MATZKE, N. J.; DAWSON, T. E. The incidence and implications of clouds for cloud forest plant water relations. *Ecology Letters*, n. 16, p. 307–314, 2013.

HAFKENSCHIED, R.; BRUIJNZEEL, S.; RICHARD, A. M. Estimates of fog interception by montane rain forest in the Blue Mountains of Jamaica. *Conference on Fog and Fog Collection*. Vancouver, Canada, p. 33-36, 1998.

HAMILTON, L. S. Mountain cloud forest research and conservation: a synopsis. *Mountain Research and Development*, n. 15, p. 259-266, 1995.

HAR, R. D. Fog drip in the Bull Run municipal watershed, Oregon. *Water Resources Bulletin*, v. 18, n.5, p. 785-789, 1982.

HERWITZ, S. R.; SLYE, R. E. Three-dimensional modeling of canopy tree interception of wind-driven rainfall. *Journal of Hydrology*, n.168, p. 205-226, 1995.

HOLDER, C. D. Rainfall interception and fog precipitation in a tropical montane cloud forest of Guatemala. *Forest Ecology and Management*, n.190, p. 373–384, 2003.

HOLWERDA, F.; BURKARD, R.; EUGSTER, W.; SCATENA, F. N.; MEESTERS, A. G. C. A.; BRUIJNZEEL, L. A. Estimating fog deposition at a Puerto Rican elfin cloud forest site: comparison of the water budget and eddy covariance methods. *Hydrological Processes*, n. 20, p. 2669–2692, 2006.

HOLWERDA, F.; BRUIJNZEEL, L. A.; MUÑOZ-VILLERS, L. E.; EQUIHUA, M.; ASBJORNSEN, H. Rainfall and cloud water interception in mature and secondary lower montane cloud forests, central Veracruz, Mexico. *Journal of Hydrology*, n. 384, p. 84–96, 2010.

INGRAHAM, N. L.; MATTHEWS, R. A. The importance of fog-drip water to vegetation: Point Reyes Peninsula California. *Journal of Hydrology*, n.164, p. 269–285, 1995.

JARVIS, A.; MULLIGAN, M. The climate of cloud forests. *Hydrological Processes*, n. 25, p.327–343, 2011.

- JUVIK, J. O.; DELAY, J. K.; KINNEY, K. M.; HANSEN, E. W. A 50th anniversary reassessment of the seminal 'Lana'i fog drip study' in Hawai'i. **Hydrological Processes**, n. 25, p. 402–410, 2011.
- JUVIK, J. O.; NULLET, D. 1. Relationships between rainfall, cloud-water interception, and canopy throughfall in hawaiian montane forest. In: HAMILTON, L. S. (Ed.). **Tropical Montane Cloud Forests**. New York: Springer-Verlag, 1995.
- KEPPELER, E. Effects of Timber Harvest on Fog Drip and Streamflow, Caspar Creek Experimental Watersheds, Mendocino County, California. USDA Forest Service Gen. Tech. Rep. PSW-GTR-194, 2007.
- KITAYAMA, K. Biophysical conditions of the montane cloud forests of Mount Kinabalu, Sabah, Malaysia. In: HAMILTON, L. S. (Ed.). **Tropical Montane Cloud Forests**. New York: Springer-Verlag, 1995.
- LANGE, D. R.; SANTOS, I. Interceptação da precipitação em plantações de Pinus taeda L. na região sul do Brasil. **RA'EGA**, Submetido à publicação.
- LIU, W. J.; LIU, W. Y.; LI, P. J.; GAO, L.; SHEN, Y. X.; WANG, P. Y.; LI, H. M. Using stable isotopes to determine sources of fog drip in a tropical seasonal rain forest of Xishuangbanna, SW China. **Agricultural and Forest Meteorology**, n.143, p.80-91, 2007.
- MARTINÉZ-GONZÁLES, T. M.; HOLWERDA, F. Rainfall and fog interception at the lower and upper altitudinal limits of cloud forest in Veracruz, Mexico. **Hydrological Processes**, n. 32, p. 3717- 3728, 2018. DOI: 10.1002/hyp.13299
- MCJANNET, D. L.; WALLACE, J. S.; REDDELL, P. Precipitation Interception in Australian tropical rainforests: II. Altitudinal gradient of cloud interception, stemflow, throughfall and interception. **Hydrological Processes**, n. 21, p. 1703- 1718, 2007.
- MULLIGAN, M. Modeling the tropics-wide extent and distribution of cloud forest and cloud forest loss, with implications for conservation priority. In: BRUIJNZEEL, L. A.; SCATENA, F. N.; HAMILTON, L. S. (Ed.). **Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management**. Cambridge University Press, 2010.
- MULLIGAN, M.; JARVIS, A.; GONZALEZ, J.; BRUIJNZEEL, L. A. Using 'biosensors' to elucidate rates and mechanisms of cloud water interception by epiphytes, leaves, and branches in a sheltered Colombian cloud forest. In: BRUIJNZEEL, L. A.; SCATENA, F. N.; HAMILTON, L. S. (Ed.). **Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management**. Cambridge University Press, 2010.
- NUÑOZ-VILLERS, L. E.; HOLWERDA, F.; GÓMEZ-CÁRDENAZ M.; EQUIHUA, M.; ASBJORNSEN, H.; BRUIJNZEEL, L. A.; TOBÓN, C. Water balances of old-growth and regenerating montane cloud forests in central Veracruz, Mexico. **Journal of Hydrology**, n. 462–463, p. 53–66, 2012.
- OBERLANDER, G. T. Summer Fog Precipitation on the San Francisco Peninsula. *Ecology*, n.4, p. 851-852, 1956.
- PAUL, J.; CRIADO, A. R. The art of writing literature review: What do we know and what do we need to know? *International Business Review*, p. 1017, 2020.

PRADA, N. S.; SILVA, M. O. Fog precipitation on the Island of Madeira (Portugal). **Environmental Geology**, n. 41, p. 384-389, 2001.

RITTER, A.; REGALADO, C.; ASCHAN, G. Fog water collection in a subtropical elfin laurel forest of the Garajonay National Park (Canary Islands): a combined approach using artificial fog catchers and a physically based model. **Journal of Hydrometeorology**, n.9 (5), p.920–935, 2008.

SAWASKE, S. R.; FREYBERG, D. L. Fog, fog drip, and streamflow in the Santa Cruz Mountains of the California Coast Range. **Ecohydrology**, n. 8, p. 695-713, 2015.

SCATENA, F. N.; BRUIJNZEEL, L.A. BUBB, P. In: BRUIJNZEEL, L. A.; SCATENA, F. N.; HAMILTON, L. S. (Ed.). **Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management**. Cambridge University Press, 2010.

SCHEER, M. B.; CURCIO, G. R.; RODERJAN, C. V. Funcionalidades ambientais de solos altomontanos na serra da igreja, paraná. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 35, p.1113-1126, 2011.

SCHEER, M. B.; MOCOCHINSKI, A.Y.; RODERJAN, C. V. Estrutura arbórea da Floresta Ombrófila Densa Altomontana de serras do Sul do Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, n. 25(4), p. 735-750, 2011.

SCHEER, M. B.; CURSIO, G. R.; RODERJAN, C. V. Carbon and Water in Upper Montane Soils and Their Influences on Vegetation in Southern Brazil. **Soil Science**, p. 01-12, 2013.

SCHELLEKENS, J.; BRUIJINZEEL, L. A.; WICKEL, A. J.; SCATENA, F. N.; SILVER, W. L. Interception of horizontal precipitation by elfin cloud forest in the Luquillo Mountains, Easter Puerto Rico. **Conference on Fog Collection**, p. 29-32, 1998.

SCHEMENAUER, R. S.; CERECEDA, P. The Role of Wind in Rainwater Catchment and Fog Collection. Water, 2009.

SCHOOL, M. A.; GIAMBELLUCA, T. W.; GINGERICH, M. A.; NULLET, M. A.; LOOPE, L. L. Cloud water in windward and leeward mountain forests: The stable isotope signature of orographic cloud water. **Water Resources Research**, n. 43, p. 1-13, 2007.

SIGMON, J. T.; GILLIAM, F. S.; PARTIN, M. E. Precipitation and throughfall chemistry for a montane hardwood forest ecosystem: potential contributions from cloud water. **Canadian Journal of Forest Research**, n. 19, p. 1240-1247, 1989.

STADTMÜLLER, T. Cloud forests in the humid tropics: a bibliographic review. United Nations University (UNU), Turrialba: CATIE, 1987.

STOCCO, L. Floresta nebular. Morro do Carvalho. 2023. 1 original de arte, aquarela sobre papel Fabriano 5., 29 x 40 cm.

TAKAHASHI, M.; GIAMBELLUCA, T. W.; MUDD, R. M.; DELAY, J. K.; NULLET, M. A.; ASNER, G. P. Rainfall partitioning and cloud water interception in native forest and invaded forest in Hawai'i Volcanoes National Park. **Hydrological Processes**, n. 25, p. 448- 464, 2011. DOI: 10.1002/hyp.7797

TEIXEIRA, G. M.; FIGUEIREDO, P. H. A.; SALEMI, L. F.; FERRAZ, S. F.; RANZINI, M.; ARCOVA, F. C.; RIZZI, N. E. Regeneration of tropical montane cloud forests increases water yield in the Brazilian Atlantic Forest. **Ecohydrology**, n. 2298, p. 1-11, 2021.

ZHAN, L.; CHEN, J.; ZHANG, C.; WANG, T.; XIN, P.; LI, L. Fog interception maintains a major waterfall landscape in southwest China revealed by isotopic signatures. **Water Resources Research**, n. 37, p. 2-34, 2020.

2 INTERCEPTAÇÃO DA CONDENSAÇÃO ATMOSFÉRICA POR FLORESTAS NEBULARES DA SERRA DO MAR PARANAENSE

RESUMO

Teve-se por objetivo no presente trabalho determinar de forma experimental a frequência e magnitude dos componentes da Interceptação da Condensação Atmosférica (*ICA*) em dois patamares de florestas nebulares, de uma mesma vertente de montanha, da Serra do Mar paranaense. Para tal foi utilizado o método do balanço hídrico do dossel, em que são medidas a precipitação total (*P*), precipitação interna (*P_i*) e o escoamento de tronco (*Et*), e estimadas a capacidade de armazenamento do dossel (*S*), evaporação (*E*) e a *ICA*. O monitoramento foi realizado em duas parcelas localizadas na bacia experimental do Braço do Carvalho, Parque Estadual Pico do Marumbi, município de Piraquara, estado do Paraná, entre os meses de fevereiro de 2021 a janeiro de 2022. A parcela “A” está inserida na Floresta Ombrófila Densa Altomontana, e a “B” na Floresta Ombrófila Densa Montana de transição, situadas entre 1300 m.s.m.n. e 1150 m.s.m.n. Os valores médios de *S*, iguais à 3,55 mm para “A” e 4,21 mm para “B”, são condizentes aos valores observados do Índice de área Foliar (*LAI*), correspondentes a 2,99 m²/m² e 3,35 m²/m², respectivamente. Durante o período, foram monitorados 95 eventos de precipitação, sendo 50 eventos (53%) em “A” foram associados à ocorrência de *ICA* e 8 eventos (8%) em “B”. A precipitação medida foi de 2411 mm, havendo acréscimo de 1775 mm (74%) devido à *ICA* em “A” e 185 mm (8%) em “B”. Os resultados indicaram diferenças significativas no balanço hídrico do dossel dos locais estudados. Possivelmente como resultado da maior exposição as massas úmidas provenientes do lado oriental da serra na Parcela “A” (floresta altomontana), que avançam para o lado ocidental, em relação à Parcela “B” (floresta de transição), com menor exposição. A *ICA* medida na serra do mar paranaense indicou quantitativamente ser uma expressiva entrada de água para o balanço hídrico.

Palavras-chave: monitoramento hidrológico; florestas nebulares tropicais; escoamento de tronco; capacidade de armazenamento do dossel.

ABSTRACT

The present work sought to experimentally determine the frequency and magnitude of the components of Cloud Water Interception (*CWI*) on two layers of cloud forests of the same mountain slope, the Serra do Mar mountain range in southern Brazil. For this purpose, the canopy water balance method was used, in which a total precipitation (P), throughfall (P_i), and stemflow (E_t) are measured and the canopy storage capacity (S), evaporation (E) and *CWI* are estimated. The monitoring was carried out in two plots located in the experimental basin of Braço do Carvalho, Pico do Marumbi State Park, located in the Piraquara municipality, in the state of Paraná, between February 2021 and January 2022. The plot “A” is within the Upper Montane Cloud Forest and “B” in the transition Lower Montane Cloud Forest, located at 1300 MASL and 1150 MASL. The average S values for “A” of 3.55 mm, and 4.21 mm for “B” are consistent with the observed values of the leaf area index (LAI) corresponding to $2.99 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ and $3.35 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ respectively. During the period, 95 precipitation events were monitored, of which 50 events (53%) in the “A” and 8 events (8%) in the “B” were associated with the *CWI* occurrence. The precipitation measured was 2411 mm. In addition, there was an increase of 1775 mm corresponding to 74% for the “A” plot and 185 mm corresponding to 8% for the “B” plot. These results indicate significant differences in the canopy water balance of the different studied sites. This is possibly more a result of the greater exposure to the wetland masses from the eastern side of the mountain in the plot “A” (Upper montane forest), which extend to the western side, than in the plot “B” (transition forest), which is less exposed. Therefore, the *CWI* in the Paraná state’s Serra do Mar mountain range is an important water input that can significantly alter the water balance.

Keywords: hydrological monitoring; tropical nebular forests; stemflow; canopy storage capacity.

2.1 INTRODUÇÃO

A distribuição espacial e temporal da água na parte terrestre do ciclo hidrológico é parcialmente controlada pela vegetação, que determina a partição da precipitação (P) nas perdas por interceptação (I), precipitação interna (P_i) e escoamento de tronco (E_t) (HEWLETT, 1969; LIMA, 1975; GIGLIO; KOBIYAMA, 2013).

A vegetação também pode interceptar a condensação atmosférica e proporcionar entrada de água à parte terrestre do ciclo hidrológico (DOMINGUEZ *et al.*, 2017). Bruijnzeel, Mulligan e Scatena (2011) relataram que em florestas nebulares de montanha, por meio da interceptação da condensação atmosférica, a precipitação efetiva (água que realmente chega ao solo) pode chegar até a 79% da precipitação total. Os volumes relatados na bibliografia podem interferir consideravelmente no balanço hídrico dessas florestas. O volume fornecido pela *ICA* é importante para o habitat, para o abastecimento dos aquíferos e usos humanos (CARRASCAL, 2009; BITTENCOURT *et al.*, 2019).

O termo interceptação da condensação atmosférica (*ICA*) refere-se às pequenas gotas de nuvens (diâmetro menor que 100 μm) e precipitação conduzida pelo vento, que são capturadas pela estrutura aérea da vegetação onde se aglutinam para formar gotas maiores que escoam e gotejam no solo (FRUMAU *et al.*, 2010; LANGE; SANTOS, 2023). A contribuição da *ICA* não é medida por pluviômetros convencionais e normalmente não é contabilizada (CAVALIERE *et al.*, 1996; HOLWERDA *et al.*, 2010; MACJANNET; WALLACE; REDDELL 2007). O presente trabalho buscou determinar as contribuições em conjunto sem identificar sua origem.

Três principais fatores influenciam a ocorrência da *ICA*: localização (HARR, 1982; KEPELLER, 2007; SAWAKE; FREYBERG, 2015); condições climáticas (OBERLANDER, 1956; INGRAHAM; MATTHEWS, 1988) e estrutura da vegetação (ELLER, *et al.*, 2020).

Pesquisas sobre a contribuição da *ICA* em ambientes de montanha foram realizadas por Cavaliere *et al.* (1996); Ritter, Regalado e Aschan (2008); Holwerda *et al.* (2010); Dominguez *et al.* (2017) entre outros. No entanto, poucas pesquisas foram realizadas para a realidade brasileira (BITTENCOURT *et al.*,

2019), sendo que até o presente inexistem estudos sobre a ocorrência do processo na Serra do Mar Paranaense.

No balanço hídrico do dossel realizado na presente pesquisa foram medidas ou estimadas individualmente as entradas e saídas de água contidas na vegetação do dossel, para cada evento de precipitação. A metodologia é mais precisa, considera a relação entre a quantidade de água interceptada e evaporada no dossel molhado e as características particulares de seu arranjo. (MACJANNET; WALLACE 2006; RITTER; REGALADO; ASCHAN, 2008; TAKAHASHI *et al.*, 2011; DOMINGUEZ *et al.*, 2017).

A evaporação da precipitação e condensação atmosférica interceptada pela vegetação (E) são componentes da evapotranspiração (combinação da transpiração da vegetação e evaporação), particularmente em florestas com ocorrência de precipitações frequentes e vegetação com grande capacidade de armazenamento. Porém, o conhecimento sobre os componentes do processo de interceptação desses ambientes ainda é limitado, devido os desafios associados ao monitoramento experimental do balanço hídrico do dossel (HADIWIJAYA *et al.*, 2021). Estimativas sobre a capacidade de armazenamento do dossel (S), para florestas tropicais, fundamentadas em observações de campo, foram realizadas por HERWITZ, 1984; JETTEN, 1996. Os valores observados variaram entre 3,55 mm e 4,21 mm.

Pela literatura existente para a Serra do Mar Paranaense pode-se deduzir, de maneira indireta, que determinadas florestas oferecem condições propícias para a ocorrência desse processo. Maack (1968), Bigarella (1979), Roderjan (1994), Struminski (2001), Scheer e Mocochinski (2009) entre outros, descreveram a Floresta Ombrófila Densa Altomontana e os Campos Altomontanos do estado do Paraná. Os ecossistemas descritos ocupam porções altas do terreno (900 a mais de 1400 s.n.m) e apresentam vegetação de porte baixo, troncos retorcidos e presença de epífitas são indicativos da interceptação do nevoeiro (BRUIJNZEEL; PROCTOR, 1995; RITTER; REGALADO; ASCHAN, 2008; FIGUEIRA *et al.*, 2013; DOMINGUEZ *et al.*, 2017; BITTENCOURT *et al.*, 2019),

Nesse contexto, tesse-se como objetivo no presente trabalho avaliar a magnitude da ICA , em duas parcelas de 100 m² em florestas nebulares da Serra

do Mar no Paraná, no Parque Estadual Pico do Marumbi. A parcela de monitoramento “A” localizada a aproximadamente 1300 s.n.m. está inserida na Floresta Ombrófila Densa Altomontana. A parcela de monitoramento “B” está localizada a 1150 s.n.m. e inserida na transição entre a Floresta Ombrófila Densa Montana e a Floresta Ombrófila Densa Altomontana.

Nestes locais foram realizadas medições de P , P_i e E_t e estimativas de S e E pelo método do balaço hídrico do dossel (MACJANNET; WALLACE; REDDELL, 2007; TAKAHASHI *et al.*, 2011), no período de fevereiro de 2021 a janeiro de 2022.

2.2 MATERIAL E MÉTODOS

2.2.1 Caracterização da área de estudo

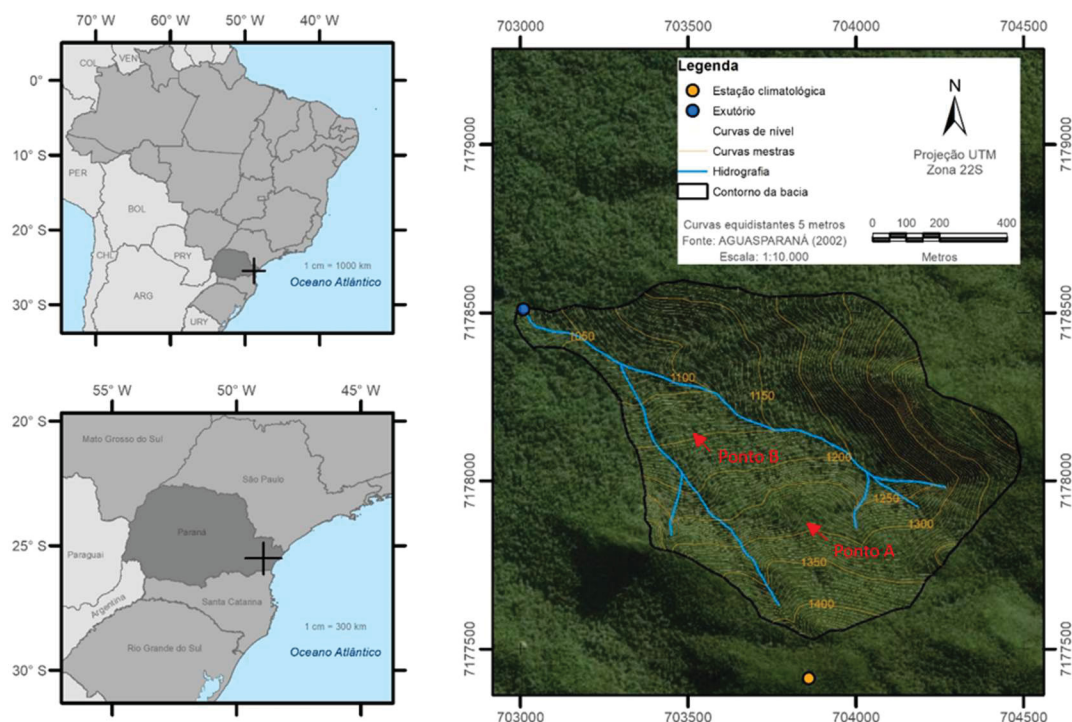
As parcelas de monitoramento estão inclusas na bacia hidrográfica experimental do rio Braço do Carvalho (Figura 9), mananciais da serra, parte meridional do Parque Estadual Pico do Marumbi (PEPM), no município de Piraquara. O PEPM é uma unidade de conservação brasileira de proteção integral à natureza, localizada nos municípios paranaenses de Morretes, Piraquara e Quatro Barras, que se encontra na Serra do Mar paranaense, a cerca de 50 km da costa. A formação representa um degrau (escarpa) que se eleva entre 500 e 1000 m acima do nível do planalto até 1877 m em relação à planície costeira, formando serras marginais descontínuas. Embora a borda da escarpa do lado atlântico possua maiores diferenças altimétricas que as do lado continental, ambas apresentam taludes íngremes e vertentes vigorosas (MAACK, 1968). Os blocos mais altos têm suas elevações em NE e diminuindo sua altura em SW. Sua geomorfologia apresenta vertentes assimétricas e multiconvexas, vales encaixados e facetas trapezoidais (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; VIEIRA *et al.*, 2015).

Conforme classificação de Köppen o clima regional é *Cfa*, em que *C* indica clima pluvial temperado, *f* clima sempre úmido com chuvas distribuídas ao longo de todo ano, e *a* indica que a temperatura média no mês mais quente está acima de 22 °C, sendo que o mês mais frio apresenta temperatura média entre

-3 °C e +18 °C. Altitudes acima da faixa entre 800 e 1000 m estão enquadradas no tipo *Cfb*, que indica geadas no inverno; b é relativo à média do mês mais quente inferior a 22 °C (RODERJAN, 1984). Porém, a classificação de Köppen não é suficiente para representar a heterogeneidade climática da Serra do Mar Paranaense, que são ambientes sujeitos à influência da orografia sobre as brisas provenientes do oceano, gerando distintos nichos climáticos (BLUM *et al.*, 2011). A planície litorânea do Paraná apresenta valores anuais de precipitação superiores a 2.000 mm, e o valor é maior conforme o incremento da altitude. As precipitações anuais observadas na vertente leste da serra, na estação Veu de Noiva (código ANA 2548002; à 680 metros em relação ao nível do mar), superam 3.500 mm e estão entre os mais expressivos do país (VANHONI; MENDONÇA, 2008).

Para a medição da *Pi* e *Et* foram delimitadas duas parcelas de 100 m² (A e B; Subitem 2.2.2., que descreve o método para medição da interceptação da precipitação e *ICA*). A parcela de monitoramento “A” localizada à aproximadamente 1300 s.n.m. (latitude 25°30'07.18" e longitude 48°58'16.74") está inserida na Floresta Ombrófila Densa Altomontana. A parcela “B” está localizada a 1150 s.n.m. (latitude 25°29'58.16" e longitude 48°58'32.25") e inserida na transição entre as Florestas Ombrófilas Densas Montana e Altomontana (Figura 9). As Parcelas “A” e “B” foram definidas baseando-se nas características florísticas das áreas, sendo que a Parcela “A” se localiza em área com a possibilidade de ocorrência de nevoeiro, maior abundância de musgos, epífitas e dossel inferior a seis metros de altura (BRUIJNZEEL; PROCTOR, 1995; CAVALIERE *et al.*, 1996; SCHEER; MOCOCHINSKI, 2009; BLUM *et al.*, 2011).

FIGURA 9 – BACIA EXPERIMENTAL DO RIO BRAÇO DO CARVALHO.



Sistema de Coordenadas UTM. Datum - SIRGAS 2000. MDE- Copérnicos 30 m.

O aspecto externo da floresta da transição (Montana/Altomontana) apresenta menor fator de cobertura (C) e maior heterogeneidade, em decorrência do aumento do porte dos indivíduos arbóreos (Figura 10), quando comparado a floresta altomontana (Figura 12) (Tabela 4). Portanto, o interior da floresta em patamar inferior é mais iluminado e aberto (Figura 11). Logo, a Floresta Ombrófila Densa Altomontana apresenta maior densidade e uniformidade do dossel (Figura 12), resultando em ambiente interno mais sombreado e úmido (Figura 13), conforme descrito por Roderjan (1994) e Koehler, Galvão e Longui (2002).

FIGURA 10 – ASPECTO EXTERNO DA TRANSIÇÃO ENTRE A FLORESTA OMBRÓFILA Densa MONTANA E A FLORESTA OMBRÓFILA Densa ALTOMONTANA.



FIGURA 11 – ASPECTO INTERNO DA TRANSIÇÃO ENTRE A FLORESTA OMBRÓFILA Densa MONTANA E A FLORESTA OMBRÓFILA Densa ALTOMONTANA.

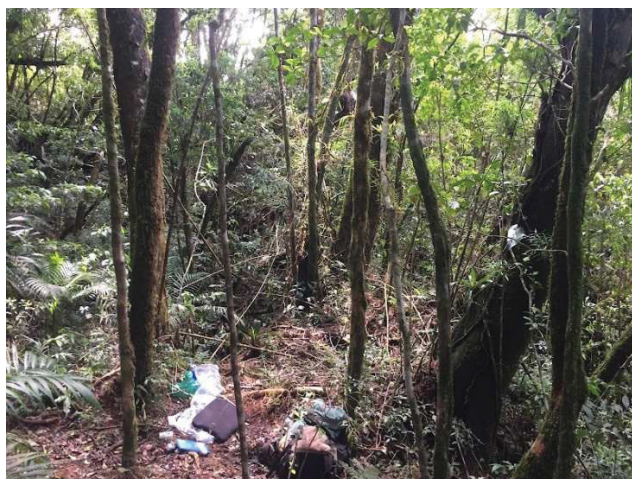


FIGURA 12 – ASPECTO EXTERNO DA FLORESTA OMBRÓFILA Densa ALTOMONTANA.

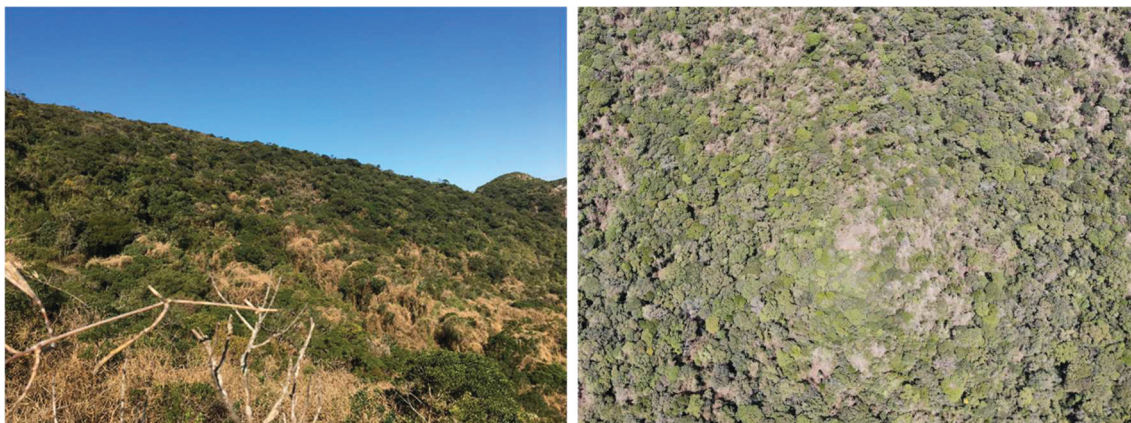


FIGURA 13 – ASPECTO INTERNO DA FLORESTA OMBRÓFILA DENSA ALTOMONTANA.



2.2.2 Parâmetros dendrométricos da vegetação nas parcelas “A” e “B”.

A caracterização da vegetação nas Parcelas “A” e “B” foram realizadas em área de 100 m², sendo identificadas as espécies e medidas as circunferências a altura do peito e altura de todas as árvores (maiores que 10 cm de DAP), incluindo todas as bifurcações e rebrotas.

Encinas *et al.* (2002) e Cunha (2004) consideram o diâmetro do tronco é uma das variáveis mais importantes na quantificação volumétrica, avaliação de biomassa ou estudo de crescimento. A partir dessa variável de fácil medição, é possível calcular a densidade da floresta (abundância ou número de árvores por hectare), a frequência em que determinada espécie ocorre, bem como a área basal (total e dominância por espécie).

Nos países que utilizam o sistema métrico o diâmetro das árvores em pé é medido a 1,30 m acima do solo. Em algumas situações, principalmente devido à escolha do instrumento, no lugar de medir o diâmetro a altura do peito (*DAP*), mede-se a circunferência à altura do peito (*CAP*) A conversão da *CAP* para *DAP* é feita com a equação:

$$DAP = \frac{CAP}{\pi} \quad (3)$$

em que DAP diâmetro à altura do peito, CAP circunferência na altura do peito, π 3,1415...

A área transversal (gv) refere-se à área da seção transversal (perpendicular ao eixo da árvore) no ponto de medição do diâmetro. A área transversal em árvores em pé, calcula-se pela seguinte equação:

$$gv = \frac{\pi \cdot DAP^2}{40.000} \quad (4)$$

se o diâmetro estiver em centímetros

Segundo Soares *et al.* (2011) a área basal (Gv) corresponde a soma das áreas transversais individuais a 1,3 m projetadas sobre o solo, numa parcela ou num hectare. É expressa em m^2 por unidade de área e mais comum em m^2/ha . Calcula-se pela seguinte equação

$$Gv = \sum_{i=1}^n gv_i$$

$$= \sum_{i=1}^n \frac{\pi \cdot DAP^2}{4} \text{ ou } \sum_{i=1}^n \frac{\pi \cdot DAP^2}{40.000} \quad (5)$$

em que

gv_i é a área transversal da árvore i

n é o número de árvores consideradas

A estimativa das propriedades estruturais do dossel é essencial para caracterização de um ecossistema florestal. As copas são mais sensíveis e reagem mais prontamente do que outros componentes estruturais da planta a distúrbios bióticos e abióticos.

O Índice de Área Foliar (IAF), Leaf Area Index (LAI) ou ainda (L) pode ser definido como metade do total de área de folha verde por unidade de área da superfície do solo (m^2/m^2). Ou seja, descreve a estrutura do dossel. Os valores variam entre 0 (solo nú) a 6 ou 7 (florestas tropicais densas) (WATSON, 1947; CHEN; BLACK, 1992).

A estimativa do índice de área Foliar (*IAF*) e fator de cobertura (*C*) foi realizada com o VitiCanopy, um aplicativo de celular desenvolvido por De Bei *et al.* (2016), que utiliza a câmera e o GPS de smartphones e tablets para implementar automaticamente algoritmos de análise de imagem. Semelhante ao método das imagens hemisféricas, o aplicativo recebe fotos retiradas do dossel, voltadas para o zênite, e calcula parâmetros da arquitetura da copa. Os resultados obtidos pelo aplicativo correlacionam bem com os métodos tradicionais para estimar o *LAI*, sendo que para o MatLab o R^2 foi de 0,97 e para o Licor-2000 o R^2 foi de 0,95.

2.2.3 Método para estimativa da interceptação da precipitação e ICA

A interceptação da precipitação pluviométrica pode ser calculada comparando os valores da água coletada abaixo do dossel e em área aberta. Geralmente, a precipitação total (*P*), medida em área aberta é superior a precipitação efetiva (*Pe*), medida abaixo do dossel. Como tal, interceptação de água pelo dossel tem valor positivo. Contudo, quando a *Pe* é maior do que *P* (valor negativo), a água adicional é considerada vir da *ICA*,

Usando a interceptação absoluta do dossel, quando os valores são negativos, a interceptação da condensação atmosférica e/ou precipitação conduzida pelo vento pode ser obtida com a seguinte equação:

$$ICA = \sum | \text{nos dias em que } p \text{ valor é negativo} | \quad (6)$$

Porém a *ICA* estimada, da forma descrita acima, apresenta valores aparentes e provavelmente subestimados pois não inclui a determinação da variação do armazenamento de água do dossel (ΔS) e da evaporação do dossel durante o evento (*E*). Estes devem ser obtidos a partir de eventos sem a ocorrência de nevoeiro (MACJANNET; WALLACE; REDDELL, 2007). Assim o balanço hídrico que envolva um número maior de componentes do processo pode ser mais preciso (GIAMBELLUCA *et al.*, 2011; TAKAHASHI *et al.*, 2011).

O balanço hídrico do dossel pode ser expresso como:

$$P + ICA = Pi + Et + E + \Delta S \quad (7)$$

Em que P é a precipitação total do evento pluviométrico (medida em local aberto, ou seja, sem a influência da vegetação), ICA é a interceptação da condensação atmosférica; Pi a precipitação interna e Et o escoamento de tronco, E é a evaporação da água na copa e ΔS a variação da água armazenada pelo dossel.

A soma de Pi e Et é chamada precipitação efetiva (Pe), resultando em $P + ICA = Pe + E + \Delta S$. Todos os termos são em unidades de milímetros. P , Pi e Et são diretamente medidos nas parcelas de monitoramento e ICA , E e ΔS são calculados.

MacJannet e Wallace (2006) apresentaram, por meio do balanço hídrico do dossel, um método para separar os eventos conforme sua forma de contribuição. Ao se plotar a precipitação total e a precipitação efetiva no eixo cartesiano, pode-se perceber dois conjuntos de dados. Um formado por dados obtidos em evento com nevoeiro e precipitação e outro com dados de precipitação. Para o segundo grupo existe forte relação entre P e Pe . Sendo possível estabelecer a regressão linear para o agrupamento de pontos, conforme equação:

$$P = a(Pi + Et) + b \quad (8)$$

A relação entre P e Pe normalmente apresenta grande dispersão, porque a chuva não é responsável por todas as entradas de água na floresta. Na ausência de nevoeiro, ao se representar a entrada total de água P e Pe , os pontos se ajustarão na mesma linha da equação 8 (pois ICA é igual a zero).

Segundo Bruijnzeel (2001) e MacJannet e Wallace (2006) a metodologia do balanço hídrico do dossel funciona bem quando há diferenças significativas entre os dias com e sem interceptação da nuvem. Em locais onde a interceptação do nevoeiro é limitada, as regressões entre P e Pe ($Pi-Et$) podem não ser significativamente diferentes, tornando a abordagem sem validade do ponto de vista estatístico. O método apresenta limitação, pois o gotejamento do

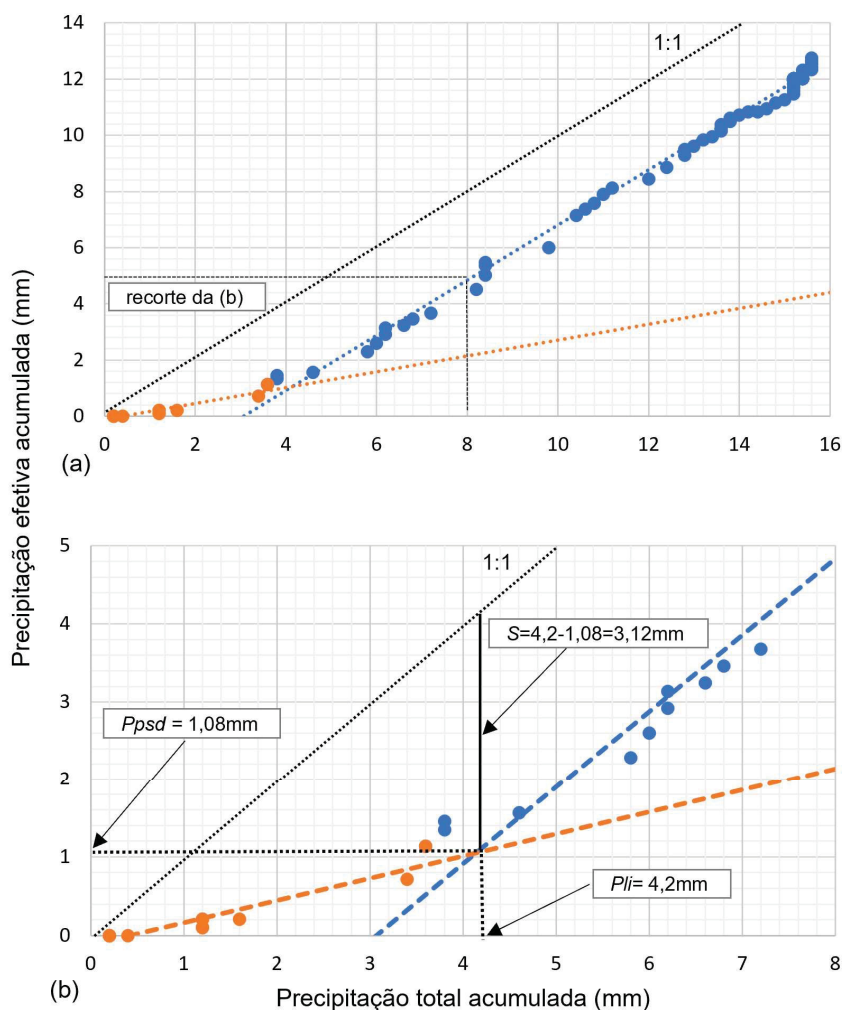
nevoeiro apresenta alta heterogeneidade espacial e, para estimar o processo, é necessária amostragem que utilize diversos coletores, coletores com áreas representativas ou com coletores posicionados em pontos distintos durante o monitoramento (SCHELLEKENS et al., 1998; HAFKENSCHIED, 2000).

A determinação de S se deu com o coeficiente de regressão a entre P e Pe (LYNK; UNSWORTH; MARKS, 2004; HADIWIJAYA et al., 2022), utilizando eventos em que a fonte foi exclusivamente a precipitação (sem a influência da ICA), com o volume de água suficiente para saturar totalmente o dossel, mas não para Pe ser significativamente influenciada pelo mesmo (GIAMBELLUCA et al., 2011). Na dispersão é possível perceber um ponto de inflexão, que divide dois grupos de eventos: O primeiro é caracterizado por eventos que não atingiram a capacidade máxima de saturação do dossel, em que a inclinação da reta de regressão, para esse primeiro grupo de dados, corresponde a proporção de precipitação que chega ao solo sem ser interceptada, denominada precipitação livre interna (P_{li}); O segundo grupo, chamado Precipitação do Ponto de Saturação do Dossel (P_{psd}), é aquele onde a saturação do dossel foi completa (SANTOS, 2009). A Figura 14 representa o exemplo gráfico de como as diferentes variáveis, para determinação de S , são estimadas. Onde assume-se que não haja nenhuma evaporação durante o umedecimento do dossel.

Para obtenção de S utiliza-se a seguinte equação:

$$S = P_{li} - p_{psd} \quad (9)$$

FIGURA 14 – DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO DO DOSSEL (DADOS OBTIDOS NO EVENTO 44 DA PARCELA A).



(a) Dispersão entre a precipitação total e a precipitação efetiva acumuladas para todo o evento.
 (b) Detalhe do evento para determinação da Precipitação do ponto de saturação do dossel (P_{psd}), Precipitação livre interna (Pl) e Capacidade de armazenamento do dossel (S). Pontos representam medições, com resolução dez minutos, acumuladas. Linha pontilhada alaranjada representa a regressão para volumes antes da saturação do dossel. Linha pontilhada azul volumes após a saturação do dossel.

Para estimar E foi utilizada evaporação potencial (E_p) obtida de variáveis meteorológicas medidas em campo, utilizando a equação combinada de *Penman-Monteith* (Equação 10; ALLEN *et al.*, 1998):

$$\lambda ET = \frac{\Delta(Rn - G) + \rho_a C_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (10)$$

em que λET é o fluxo de calor latente (equivalente a E_p), Rn é a radiação líquida, G é o fluxo de calor do solo, $(e_s - e_a)$ déficit de pressão do vapor

do ar, ρ_a é a densidade média do ar à pressão constante, C_p é o calor específico do ar, Δ derivada da função de saturação de vapor de água, γ constante psicrométrica, e r_s e r_a são as resistências de superfície e aerodinâmicas. Os valores de E foram estimados com resolução temporal de uma hora.

$$ICA = Pi + Et + E + S - P \quad (11)$$

Como não é possível a obtenção direta dos valores de E e ΔS para cada evento, adotou-se que o valor máximo de evaporação (E_p) é igual à capacidade de armazenamento do dossel (S). Foi estimada a capacidade máxima de interceptação ($I_{m\acute{a}x}$) por evento:

$$I_{m\acute{a}x} = E_p + S \quad (12)$$

A equação 12 é aplicada quando a $ICA > I_{m\acute{a}x}$.

Nas análises, a separação dos eventos foi realizada como segue: 1) Individualização dos eventos de precipitação e/ou precipitação efetiva, considerando-se 6 horas de intervalo com entrada de água inferior a 0,05 mm; 2) Ajuste da regressão linear para os dias em que a entrada de água é apenas pela P ($> 5\text{mm}$); 3) Estimativa da ICA com a Equação 12;

2.2.4 Monitoramento hidrológico

As análises realizadas basearam-se fundamentalmente em experimentos de campo para obtenção da ICA , em que foram medidas a precipitação total, precipitação interna e escoamento de água pelo tronco.

Devido ao alto custo dos equipamentos para a medição das variáveis hidrológicas, foi necessária a utilização de alternativas de instrumentação. Uma das etapas da pesquisa consistiu no desenvolvimento de equipamentos personalizados e de baixo custo para monitorar os componentes da ICA . Foram construídos equipamentos como: pluviômetros de báscula, calhas para medição da precipitação interna e anéis para a medição do escoamento de tronco. Após

testes e calibrações, os equipamentos desenvolvidos foram capazes de substituir os equipamentos comerciais tradicionais.

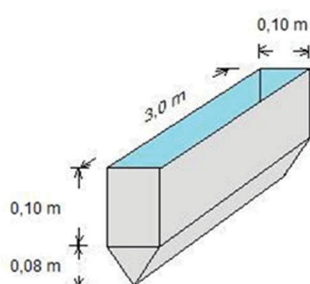
Para a medição da precipitação interna (P_i) e escoamento de tronco (Et), foram construídos quatro pluviômetros basculante com registro automático, modelo LHG-SB002-60cc (Figura 15), fabricados em acrílico e PVC. O sistema funciona da seguinte maneira: calhas e anéis fazem a captura do volume precipitado e escoado, e leva a água coletada para o mecanismo basculante. A balança possui volume de 60 mL em cada lado com parafusos para ajuste das calibrações fixados na base do conjunto. Sua resolução é de 0,1 mm (BRAGA *et al.*, 2007). Em campo, o sistema de balança foi instalado sobre uma plataforma metálica fixada ao solo, e protegida da chuva por um abrigo. O sistema de medição por balanças propicia discretização dos processos de precipitação interna e escoamento de tronco.

FIGURA 15 – BÁSCULAS PARA A MEDIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO INTERNA (MODELO LHG-SB002-60CC) E SUPORTE PARA FIXAÇÃO NA ROCHA INSTALADA NA PARCELA A.



O sistema de medição da precipitação interna é composto por duas calhas coletoras, possuindo área total de captação de 0,6 m² em cada calha (Figura 16).

FIGURA 16 – CALHAS PARA A MEDIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO INTERNA E EQUIPAMENTOS INSTALADOS NA PARCELA “B”.



O escoamento de tronco (E_t) foi medido fixando-se mangueiras plásticas ao redor do tronco (SANTOS, 2009), que conduziram a água por gravidade até a balsa de medição (Figura 17). O sistema foi instalado em quatro árvores próximas, nas Parcelas “A” e “B”. A medição foi feita em um único pluviômetro automático, coberto por um abrigo metálico para não receber contribuições da P_i .

FIGURA 17 – SISTEMA DE COLETA DE ESCOAMENTO DE TRONCO DAS PARCELAS “A” E “B”.



A calibração das básculas foi realizada no Laboratório de Análise de Água, Solo e Sedimento (LAASS) da Universidade Federal do Paraná. Inicialmente os pluviômetros de balsa foram ajustados para bascular um volume exato de 60 mL. Em seguida, foi realizado um ensaio no qual cada balsa foi submetida a dez intensidades (que simularam a precipitação, para estabelecimento de erros (Figura 18). Os volumes de dez basculadas para cada

simulação foram coletados e pesados em balança de precisão. O resultado do ensaio para uma báscula encontra-se apresentado na Tabela 3. Cada ponto do gráfico representa o resultado médio da coleta de dez basculadas em determinada intensidade de chuva.

Os parâmetros das regressões lineares estão representados na Tabela 3. O coeficiente linear apresentou baixa variação (Coeficiente de variação = 1,7%) e o coeficiente angular apresentou maior variação (Coeficiente de variação = 11,6%), justificando a adoção de equações de correção individuais. O coeficiente de determinação indicou que a correlação linear foi boa em todas as básculas, permitindo a correção dos erros de medição *a posteriori*.

FIGURA 18 – ENSAIO PARA ESTABELECE O VALOR DE CORREÇÃO PARA OS PLUVIÔMETROS DE BÁSCULA

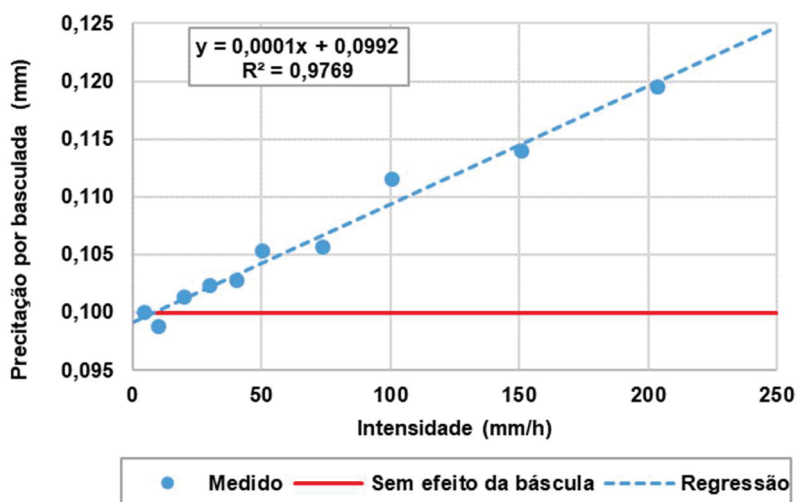


TABELA 3 – PARÂMETROS DA REGRESSÃO LINEAR PARA CALIBRAÇÃO DAS BÂSCULAS UTILIZADAS NO MONITORAMENTO DA PRECIPITAÇÃO TOTAL (P) E ESCOAMENTO DE TRONCO (Et).

Báscula/Local	Coefficiente angular	Coefficiente linear	R ²
1/A P_i	0.0000993	0.0998	0.93
2/A Et	0.0000893	0.1002	0.95
3/B P_i	0.0000926	0.1004	0.90
4/B Et	0.0001033	0.0975	0.95
Média	0.0000961	0.099	0.94
Desv.Pad.	0.0000063	0.001	0.02
Cv %	6.6	1.3	2.4

As dimensões das parcelas (A e B) foram definidas conforme a área de projeção das copas das árvores e sua influência sobre as calhas para medição da precipitação interna.

A altura de escoamento de tronco (mm) foi obtida pela divisão do volume monitorado pela área da projeção das copas das quatro árvores consideradas. As estimativas da projeção das copas para os dois pontos foram realizadas com a metade do raio entre as distâncias dos troncos, considerando a área de influência de cada copa (método dos Polígonos de Thiessen). Assim, obteve-se a área de influência de 7,74 m² para a Parcela “A” e 17,62 m² para a Parcela “B”.

A precipitação externa (P) e demais variáveis climáticas foram medidas na estação meteorológica da Gerência de Pesquisa e Inovação da Companhia de Saneamento do Paraná (SANEPAR), localizada à 500 m das parcelas e a 1400 s.n.m. O equipamento possui um ajuste para a correção de eventos de alta intensidade. Todos os componentes da ICA (P , P_i , Et) foram processados para a mesma resolução temporal, à intervalos de 10 minutos.

2.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

2.3.1 Parâmetros de vegetação

Na Tabela 4 encontram-se os dados dendrométricos que caracterizam a vegetação das duas Parcelas experimentais “A” e “B”, representativas da floresta nos locais estudados.

TABELA 4 – PARÂMETROS DENDROMÉTRICOS DAS ÁRVORES (CAP \geq 10 CM) NAS PARCELAS “A” E “B”

Pontos de monitoramento		
	A	B
N. ^o de árvores (100 m ²)		
	61	42
Altura - H (m)		
Média	5,98	8,23
Desvio padrão	1,737	3,631
C.V. (%)	25,8	44,1
Diâmetro na altura do peito - DAP (cm)		
Média	10,76	9,62
Desvio padrão	8,011	5,792
C.V. (%)	74,5	60,2
Área basal - G (m ² h ⁻¹)		
	56,30	72,41
Fator de cobertura - C (%)		
Média	86,29	83,57
Desvio padrão	1,799	4,117
C.V. (%)	2,1	4,9
Índice de área foliar - LAI (m ² m ⁻²)		
Média	2,99	3,35
Desvio padrão	0,399	0,216
C.V. (%)	13,4	6,4

O número de indivíduos nas parcelas de 100 m² da Tabela 4 diferem das Tabelas 5 e 6, devido às rebrotas que foram contabilizadas. Os indivíduos oriundos das rebrotas de determinada árvore apresentam as mesmas características genéticas, mas ocupam espaços distintos no arranjo do dossel.

Portanto, para os propósitos do presente trabalho foram considerados individualmente.

Bruijnzeel, Mulligan e Scatena (2011) realizando levantamento de classes de florestas nebulares de montanha em 60 estudos observaram redução do índice de área foliar (*LAI*) conforme incremento da altitude. Os autores verificaram *LAI* de 4,67 m² m⁻² para Floresta Ombrófila Densa Montana (LMCF) e 3,96 m² m⁻² para Floresta Ombrófila Densa Altomontana (UMCF). Na Tabela 5 os valores de *LAI* encontrados ficaram próximos dos encontrados por Bruijnzeel, Mulligan e Scatena (2011).

Percebe-se pela que não houve grandes distinções entre os parâmetros descritos (Tabela 5) a não ser pela altura dos indivíduos como indica a literatura (STRUMINSKI, 2001; SCHEER; MOCOCHINSKI, 2009). Embora a média do DAP para as duas parcelas não tenha diferido muito, esse parâmetro pode ser mais bem descrito pela dispersão e a tendência geral das medições, utilizando a mediana e quartis. Pela Figura 19 nota-se a menores valores de *DAP* para a parcela A, da mesma forma que demonstrado na Figura 20 para as alturas.

Estimativas do fator de cobertura (*C*) e índice de área foliar (*IAF*) realizados em cinco períodos (n:45) indicaram que não houve diferenças significativas entre os valores obtidos.

FIGURA 19 – BOX PLOT DO DAP DAS ÁRVORES NAS PARCELAS “A” E “B”

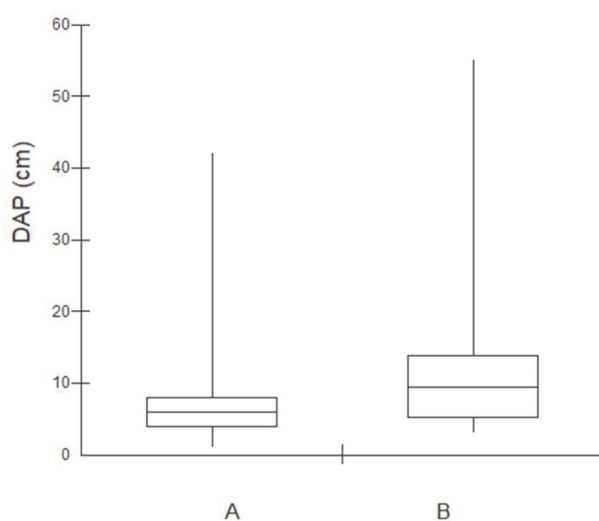
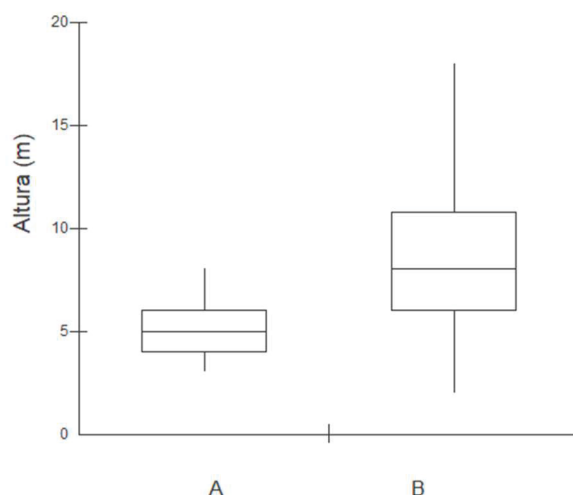


FIGURA 20 – BOX PLOT DAS ALTURAS DAS ÁRVORES NAS PARCELAS A E B



A maior dispersão no DAP e alturas dos indivíduos da parcela “B” (Figura 19 e 20) e maior homogeneidade na Parcela “A” concordam com a literatura (BRUIJNZEEL *et al.*, 2011; ELLER, *et al.*, 2020) e reflete a ação dos filtros ambientais, que restringem o crescimento da vegetação na UMCF/Floresta Nebular Altomontana.

Percebeu-se ocorrência significativa da família Myrtaceae nas Parcelas (Tabela 5 e 6), sendo 42% de ocorrência em “A” e 31% em “B”, concordando com o que foi observado por Roderjan (1994), Struminski (2004) e Scheer e Mocochinski (2009).

TABELA 5 – INDIVÍDUOS ARBÓREOS DA PARCELA “A” (FLORESTA OMBRÓFILA DENSA ALTOMONTANA)

Número	Nome Científico	Família	Autor
1	<i>Ocotea bicolor</i>	Lauraceae	Vattimo
2	<i>Eugenia prasina</i> *	Myrtaceae	O. Berg.
3	<i>Siphoneugena reitzii</i>	Myrtaceae	D. Legrand
4	<i>Siphoneugena reitzii</i>	Myrtaceae	D. Legrand
5	<i>Siphoneugena reitzii</i> *	Myrtaceae	D. Legrand
6	<i>Citronella paniculata</i>	Icacinaceae	(Mart.) R.A. Howard.
7	<i>Rudgea jasminoides</i>	Rubiaceae	(Cham.) Muell. Arg.
8	<i>Prunus myrtifolius</i> *	Rosaceae	(L.) Urb.
9	<i>Citronella paniculata</i>	Icacinaceae	(Mart.) R.A. Howard.
10	<i>Pimenta pseudocaryophyllus</i> *	Myrtaceae	(Gomes) Landrum
11	<i>Ocotea catharinensis</i>	Lauraceae	Mez.
12	<i>Weinmannia humilis</i>	Cunoniaceae	Engl.
13	<i>Guateria australis</i>	Annonaceae	A. St.-Hil.
14	<i>Guateria australis</i>	Annonaceae	A. St.-Hil.
15	<i>Eugenia burkartiana</i>	Myrtaceae	D. Legrand
16		Myrtaceae	
17	<i>Ocotea pulchella</i>	Lauraceae	(Nees & Mart.) Mez
18	<i>Eugenia prasina</i>	Myrtaceae	O. Berg.
19		Myrtaceae	
20		Fagaceae	
21	<i>Eugenia sp1</i>	Myrtaceae	
22	<i>Prunus brasiliensis</i>	Rosaceae	Cham. & Schltdl
23	<i>Weinmannia humilis</i>	Cunoniaceae	E. Giehl
24		Myrtaceae	
25		Myrtaceae	
26		Myrtaceae	
27	<i>Ocotea odorifera</i>	Lauraceae	(Vell.) Rohwer
28	<i>Daphnopsis cf. sellowiana</i>	Thymelaeaceae	
29	<i>Ilex thezans</i>	Aquifoliaceae	Mart
30	<i>Citronella engleriana</i>	Cardiopteridaceae	M. Verdi
31	<i>Weinmannia humilis</i>	Cunoniaceae	E. Giehl

NOTA:(*) para as árvores utilizadas na medição do escoamento de tronco. Linhas sem preenchimento dizem respeito as árvores com identificação incompleta ou não identificadas.

TABELA 6 – ESPÉCIES DA PARCELA “B” (TRANSIÇÃO ENTRE A FLORESTA OMBRÓFILA Densa MONTANA E A FLORESTA OMBRÓFILA Densa ALTOMONTANA)

Número	Nome Científico	Família	Autor
1		Myrtaceae	
2			
3	<i>Prunus brasiliensis</i> *	Rosaceae	Cham. e Schltdl.
4		Rubiaceae	
5		Myrtaceae	
6	<i>Eugenia burkartiana</i>	Myrtaceae	D. Legrand
7		Dicksoniaceae	
8	<i>Ilex paraguarienses</i>	Aquifoliaceae	S.T.Hil
9	<i>Myrsine cf. umbellata</i>	Myrsinaceae	Mart.
10	<i>Gordonia fruticosa</i>	Theaceae	(Scharad.) H. Keng
11			
12	<i>Lamanonia speciosa</i>	Cunoniaceae	L.B. Smith
13	<i>Ilex paraguarienses</i>	Aquifoliaceae	S.T.Hil
14	<i>Cupania vernalis</i>	Sapindaceae	Cambes.
15	<i>Palicourea sessilis</i>	Rubiaceae	(Vell.) C.M.Taylor
16	<i>Eugenia sp1</i>	Myrtaceae	
17		Dicksoniaceae	
18	<i>Myrcia reitzii</i>	Myrtaceae	(D.Legrand) Mazine
19	<i>Ilex taubertiana</i>	Aquifoliaceae	Loes.
20		Myrtaceae	
21	<i>Rudgea jasminoides</i>	Rubiaceae	Cham.
22	<i>Ilex dumosa</i> *	Aquifoliaceae	Reissek.
23	<i>Myrcia aethusa</i>	Myrtaceae	O.Berg
24	<i>Cryptocarya aschersoniana</i> *	Lauraceae	Mez.
25	<i>Eugenia sp1</i>	Myrtaceae	
26	<i>Eugenia sp2</i>	Myrtaceae	
27	<i>Eugenia kleinii</i>	Myrtaceae	D. Legrand
28		Myrtaceae	
29		Rubiaceae	
30		Rubiaceae	
31	<i>Schefflera morototoni</i>	Araliaceae	Aubl.
32		Lauraceae	
33		Dicksoniaceae	
34	<i>Chusquea oligophylla</i>	Poaceae	Rupr.
35	<i>Chusquea capitata</i>	Poaceae	Nees.

NOTA: (*) para as árvores utilizadas na medição do escoamento de tronco. Linhas sem preenchimento dizem respeito as árvores com identificação incompleta ou não identificadas.

2.3.2 Variáveis Hidrológicas

2.3.2.1 Capacidade de armazenamento do dossel

As médias, desvio padrão e coeficiente de variação para a capacidade de armazenamento do dossel (S) nas Parcelas “A” e “B” (Tabela 7) e mediana, quartis e percentis (Figura 21) foram obtidos em 14 eventos de precipitação em cada parcela, conforme metodologia descrita anteriormente (Item 2.2.2)

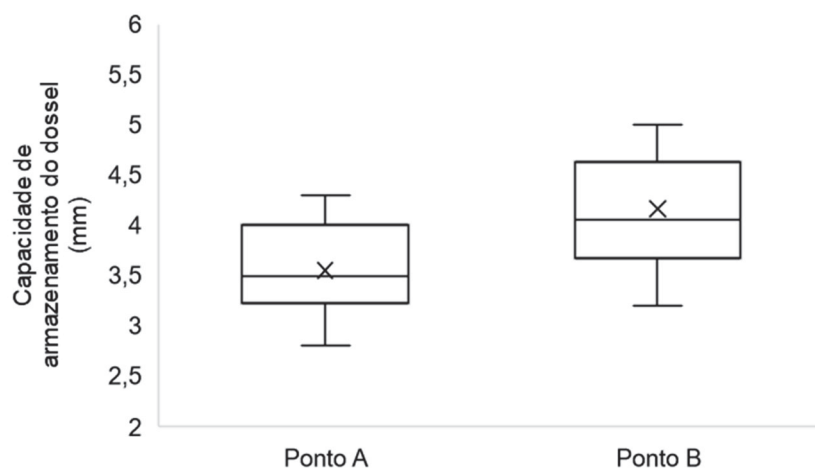
TABELA 7 – CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO (S) DO DOSSEL VERIFICADO NAS PARCELAS “A” E “B”.

	Parcela A			Parcela B		
	P_{li} (mm)	P_{psd} (mm)	S (mm)	P_{li} (mm)	P_{psd} (mm)	S (mm)
Média (n:14)	4,81	1,26	3,55	4,80	0,64	4,21
Desv. Pad	0,52	0,30	0,44	0,58	0,19	0,55
C.V. (%)	11	24	12	12	31	13

NOTA: S =capacidade de armazenamento do dossel. P_{li} = precipitação livre interna. P_{psd} = precipitação do ponto de saturação do dossel. Desv. Pad.= desvio padrão. C.V.= coeficiente de variação.

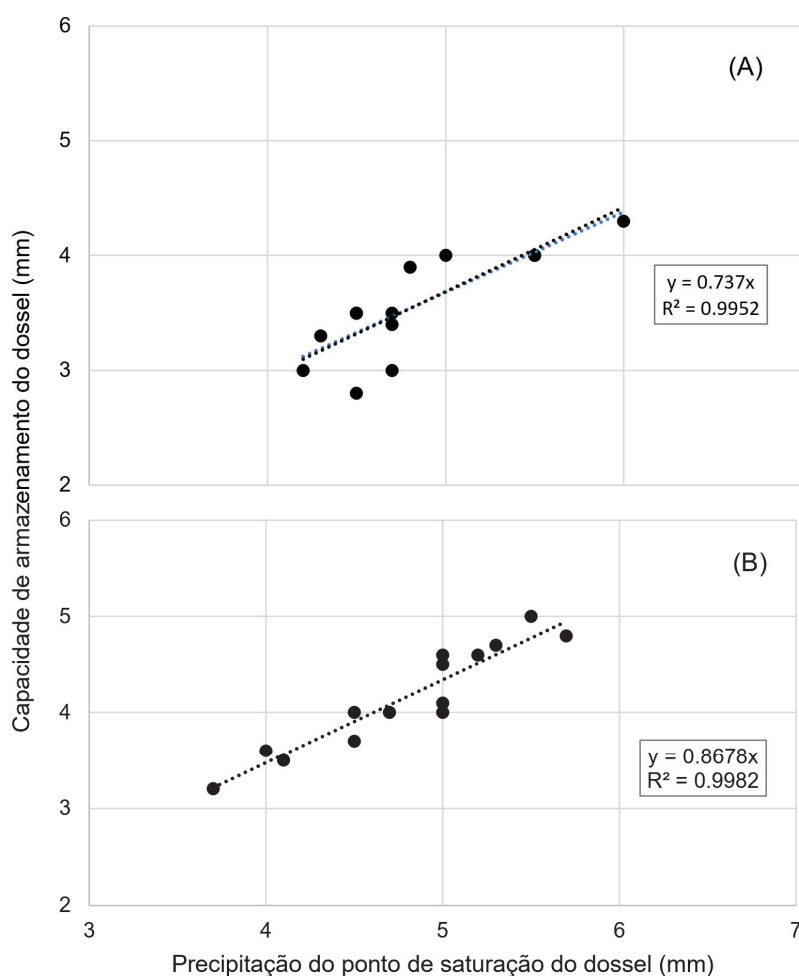
As médias de S (Tabela 6) das Parcelas “A” (3,55 mm) e “B” (4,21 mm) foram condizentes aos Índice de área Foliar (LAI) correspondentes a 2,99 m² m⁻² e 3,35 m² m⁻² (Tabela 4), respectivamente. Desta forma, quanto maior o índice de área foliar maior a foi a capacidade de retenção dos volumes precipitados. Os valores obtidos também ficaram próximos ao verificados na literatura. Herwitz (1984) e Jetten (1996) obtiveram S entre 3,55 mm e 4,21mm. No entanto ainda são escassos estudos sobre o tema para florestas tropicais, o que indica uma lacuna a ser preenchida por pesquisas futuras.

FIGURA 21 – BOX PLOT DA CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO DO DOSSEL NAS PARCELAS “A” E “B”.



Verificou-se boa relação entre a capacidade de armazenamento do dossel e a precipitação do ponto de saturação do dossel (Figura 22). A precipitação interna livre foi constante e as taxas obtidas pela regressão estão coerentes com as medições.

FIGURA 22 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE A CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO E A PRECIPITAÇÃO DO PONTO DE SATURAÇÃO DO DOSEL, NAS PARCELAS “A” E “B”



2.3.2.2 ICA

Os dados apresentados na Tabela 8 dizem respeito as medições realizadas no período entre 21/02/2021 e 08/01/2022 quando foram monitorados 95 eventos de precipitação, sendo que na parcela “A” 50 eventos (52,6%) foram associados a ocorrência de *ICA* e, na parcela “B” 8 eventos (8,4%). MacJannet e Wallace (2006) e Ramirez *et al.* (2018) relataram que o processo de *ICA* raramente ocorre na ausência da precipitação total (<5%) e, quando esta condição ocorre os volumes são baixos (0,8 a 1,6mm).

TABELA 8 – EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO E ICA PARA AS PARCELAS “A” E “B”.

Parcela A										
Evento	Início	Duração (h)	P (mm)	P_i (mm)	E_t (mm)	P_e (mm)	E (mm)	$I_{máx}$ (mm)	ICA (mm)	ICA (%) da P
1	12/02/2021 09:50	17,0	7,6	3,2	0,1	3,3	2,0	5,6		
2	13/02/2021 12:00	0,3	0,4	0,0	0,0	0,0	0,4	3,9		
3	14/02/2021 01:00	5,7	1,4	0,3	0,0	0,3	0,1	3,7		
4	14/02/2021 22:00	0,3	1,0	0,1	0,0	0,1	0,0	3,6		
5	19/02/2021 21:00	9,5	6,8	8,3	0,1	8,4	0,2	3,7	5,4	79
6	20/02/2021 23:40	7,2	1,6	0,0	0,0	0,0	0,2	3,7		
7	23/02/2021 20:10	3,2	10,6	8,8	0,2	9,0	0,1	3,6		
8	24/02/2021 15:10	132,8	216,0	266,8	15,6	282,4	7,5	11,0	77,4	36
9	02/03/2021 14:50	11,0	39,2	23,2	1,3	24,5	0,4	3,9		
10	03/03/2021 13:10	17,7	17,0	9,6	0,8	10,4	0,5	4,0		
11	04/03/2021 16:00	0,2	0,6	0,0	0,0	0,0	0,1	3,6		
12	04/03/2021 23:00	9,8	1,8	0,0	0,0	0,0	0,2	3,8		
13	05/03/2021 15:30	6,3	2,6	1,2	0,1	1,3	0,2	3,8		
14	06/03/2021 19:10	36,0	13,6	36,2	2,4	38,6	2,4	5,9	31,0	228
15	08/03/2021 21:30	7,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,1	3,7		
16	09/03/2021 13:00	4,0	13,8	11,6	0,5	12,1	0,5	4,0		
17	16/04/2021 18:20	54,2	18,0	15,5	0,0	15,5	2,5	6,1		
18	19/04/2021 07:50	26,3	8,2	7,6	0,0	7,6	1,4	5,0		
19	20/04/2021 19:20	45,2	27,4	35,2	0,0	35,2	2,6	6,2	14,0	51
20	06/05/2021 15:50	17,5	28,0	28,0	0,9	28,9	0,5	4,1	5,0	18
21	07/05/2021 23:50	37,2	6,6	12,7	0,2	12,9	1,8	5,4	11,7	177
22	10/05/2021 00:00	7,3	1,6	2,6	0,0	2,6	0,1	3,7	4,7	293
23	11/05/2021 19:40	31,7	59,4	70,0	1,4	71,4	0,6	4,1	16,1	27
24	23/05/2021 06:10	6,2	11,8	5,8	0,3	6,1	0,8	4,4		
25	29/05/2021 01:00	1,2	6,0	0,8	0,0	0,8	0,0	3,6		
26	30/05/2021 05:20	34,8	12,6	15,4	0,9	16,3	1,4	5,0	8,6	68
27	03/06/2021 22:30	6,7	0,6	0,0	0,0	0,0	0,1	3,7		
28	06/06/2021 20:30	55,3	40,0	66,4	3,9	70,3	1,3	4,9	35,2	88
29	09/06/2021 22:00	8,0	0,6	0,6	0,1	0,7	0,1	3,7	3,8	628
30	10/06/2021 16:30	12,5	1,2	0,0	0,0	0,0	0,2	3,7		
31	16/06/2021 17:50	89,2	76,6	102,6	5,9	108,5	3,2	6,8	38,7	51
32	20/06/2021 19:30	13,2	1,8	1,4	0,2	1,6	0,3	3,9		
33	21/06/2021 17:10	11,3	15,2	11,2	0,7	11,9	0,2	3,7		
34	22/06/2021 11:40	44,5	26,6	51,6	3,5	55,1	1,6	5,2	33,7	127
35	25/06/2021 22:30	9,0	1,0	0,1	0,0	0,1	0,2	3,7		
36	28/06/2021 08:10	29,8	16,8	12,0	0,6	12,6	1,3	4,9		
37	01/07/2021 13:40	15,0	1,0	4,2	0,1	4,3	0,4	4,0	7,3	729
38	04/07/2021 02:50	12,5	0,8	6,2	0,2	6,4	0,6	4,1	9,7	1218
39	04/07/2021 23:00	4,8	0,4	0,6	0,0	0,6	0,1	3,6	3,8	960

Parcela A										
Evento	Início	Duração (h)	P (mm)	P_i (mm)	E_t (mm)	P_e (mm)	E (mm)	$I_{máx}$ (mm)	ICA (mm)	ICA (%) da P
40	06/07/2021 07:30	29,0	25,0	25,2	1,3	26,5	1,7	5,2	6,7	27
41	15/07/2021 22:10	30,7	20,2	26,6	1,4	28,0	0,6	4,2	12,0	59
42	18/07/2021 05:30	3,3	0,4	0,0	0,0	0,0	0,1	3,7		
43	11/08/2021 04:20	77,7	129,6	176,5	11,0	187,5	2,2	5,7	63,6	49
44	16/08/2021 07:20	5,8	14,6	8,6	0,4	9,0	0,4	3,9		
45	26/08/2021 15:30	139,2	117,6	234,6	16,9	251,5	5,2	8,7	142,6	121
46	01/09/2021 19:00	7,7	0,4	0,8	0,1	0,9	0,2	3,7	4,2	1060
47	05/09/2021 04:30	1,3	1,0	0,0	0,0	0,0	0,1	3,6		
48	06/09/2021 00:40	56,3	16,2	48,3	5,0	53,3	3,6	7,2	44,2	273
49	08/09/2021 17:50	11,7	6,6	1,7	0,1	1,8	0,3	3,9		
50	14/09/2021 05:30	0,2	0,8	0,0	0,0	0,0	0,1	3,6		
51	14/09/2021 12:00	2,7	4,0	0,3	0,0	0,3	0,2	3,7		
52	15/09/2021 02:10	77,5	54,4	105,3	7,6	112,9	2,7	6,2	64,7	119
53	20/09/2021 04:00	2,3	0,2	0,1	0,0	0,1	0,1	3,6		
54	21/09/2021 20:10	37,0	11,8	20,3	1,3	21,6	1,2	4,7	14,5	123
55	23/09/2021 21:40	11,7	1,4	1,5	0,2	1,7	0,6	4,1	4,5	318
56	24/09/2021 17:50	12,0	0,6	6,6	0,5	7,1	0,2	3,7	10,2	1700
57	25/09/2021 20:10	11,3	1,0	3,5	0,2	3,7	0,3	3,9	6,5	654
58	28/09/2021 19:40	12,5	29,0	19,7	0,7	20,4	0,5	4,1		
59	29/09/2021 18:30	53,2	17,4	31,5	3,0	34,5	2,2	5,8	22,9	132
60	02/10/2021 22:10	83,2	65,6	71,6	5,5	77,1	4,4	8,0	19,5	30
61	06/10/2021 20:30	186,7	287,4	471,0	28,9	499,9	12,4	15,9	228,4	79
62	15/10/2021 12:00	145,5	138,8	237,9	15,4	253,3	7,8	11,3	125,8	91
63	21/10/2021 20:20	0,7	0,2	0,2	0,0	0,2	0,0	3,6	3,6	1789
64	23/10/2021 18:30	39,0	25,0	21,8	1,8	23,6	2,2	5,7		
65	27/10/2021 13:40	162,2	356,6	495,4	30,1	525,5	9,8	13,4	182,2	51
66	03/11/2021 21:00	6,5	1,2	3,0	0,2	3,2	0,1	3,6	5,6	468
67	05/11/2021 01:40	8,7	1,2	2,8	0,2	3,0	1,0	4,6	6,3	525
68	05/11/2021 19:30	6,0	0,2	1,6	0,1	1,7	0,1	3,7	5,1	2573
69	06/11/2021 18:30	15,0	2,4	8,6	0,6	9,2	0,7	4,2	11,1	461
70	07/11/2021 15:50	159,8	120,0	253,0	15,2	268,2	12,0	15,5	163,7	136
71	14/11/2021 20:20	7,8	1,0	0,8	0,0	0,8	0,1	3,6		
72	15/11/2021 21:40	8,2	0,8	2,8	0,2	3,0	0,2	3,7	5,9	736
73	17/11/2021 23:50	79,3	28,6	72,2	4,9	77,1	5,9	9,4	57,9	203
74	24/11/2021 00:10	33,8	5,2	20,1	1,4	21,5	4,3	7,9	24,1	464
75	26/11/2021 01:50	9,7	6,6	1,4	0,0	1,4	1,1	4,6		
76	28/11/2021 02:40	2,7	0,4	0,0	0,0	0,0	0,1	3,7		
77	01/12/2021 16:10	62,8	36,4	97,1	7,0	104,1	5,3	8,8	76,5	210
78	04/12/2021 18:30	8,8	2,6	6,4	0,5	6,9	0,1	3,7	7,9	305
79	05/12/2021 16:30	13,8	16,2	16,4	0,9	17,3	0,3	3,9	5,0	31
80	06/12/2021 12:40	43,3	44,4	58,6	3,8	62,4	2,4	5,9	23,9	54
81	09/12/2021 22:20	6,2	1,2	1,4	0,0	1,4	0,1	3,6	3,8	319

Parcela A										
Evento	Início	Duração (h)	P (mm)	P_i (mm)	E_t (mm)	P_e (mm)	E (mm)	$I_{máx}$ (mm)	ICA (mm)	ICA (%) da P
82	10/12/2021 22:40	4,7	0,8	0,3	0,0	0,3	0,1	3,6		
83	12/12/2021 18:10	0,8	3,0	1,0	0,0	1,0	0,1	3,6		
84	13/12/2021 20:20	37,2	17,8	41,7	2,7	44,4	2,5	6,0	32,6	183
85	15/12/2021 18:10	14,5	1,8	7,6	0,5	8,1	0,7	4,2	10,5	585
86	16/12/2021 19:20	61,3	41,2	92,3	5,9	98,2	4,8	8,3	65,3	159
87	19/12/2021 16:50	4,0	0,4	0,1	0,0	0,1	0,1	3,7		
88	20/12/2021 05:40	1,5	0,8	0,1	0,0	0,1	0,3	3,8		
89	21/12/2021 19:10	10,2	7,8	2,2	0,0	2,2	0,3	3,9		
90	22/12/2021 16:50	12,8	4,8	7,9	0,3	8,2	0,2	3,8	7,1	149
91	24/12/2021 00:40	10,3	2,2	2,1	0,0	2,1	0,9	4,5		
92	24/12/2021 19:30	5,5	0,6	0,0	0,0	0,0	0,1	3,6		
93	26/12/2021 13:40	5,5	5,0	1,5	0,0	1,5	1,1	4,6		
94	27/12/2021 14:20	6,0	32,4	23,7	0,8	24,5	0,4	3,9		
95	31/12/2021 16:10	5,8	1,8	1,2	0,0	1,2	0,2	3,7		

Parcela B										
Evento	Início	Duração (h)	P (mm)	P_i (mm)	E_t (mm)	P_e (mm)	E (mm)	$I_{máx}$ (mm)	ICA (mm)	ICA (%) da P
1	12/02/2021 09:50	17,0	7,6	2,1	0,0	2,1	2,0	6,2		
2	13/02/2021 12:00	0,3	0,4	0,0	0,0	0,0	0,4	4,6		
3	14/02/2021 01:00	5,7	1,4	0,2	0,0	0,2	0,1	4,4		
4	14/02/2021 22:00	0,3	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,2		
5	19/02/2021 21:00	9,5	6,8	8,8	0,1	8,9	0,2	4,4	6,5	95
6	20/02/2021 23:40	7,2	1,6	0,0	0,0	0,0	0,2	4,4		
7	23/02/2021 20:10	3,2	10,6	6,4	0,1	6,5	0,1	4,3		
8	24/02/2021 15:10	132,8	216,0	174,2	4,7	178,9	7,5	11,7		
9	02/03/2021 14:50	11,0	39,2	22,0	0,7	22,7	0,4	4,6		
10	03/03/2021 13:10	17,7	17,0	13,0	0,4	13,4	0,5	4,7		
11	04/03/2021 16:00	0,2	0,6	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
12	04/03/2021 23:00	9,8	1,8	0,0	0,0	0,0	0,2	4,4		
13	05/03/2021 15:30	6,3	2,6	2,0	0,1	2,1	0,2	4,4		
14	06/03/2021 19:10	36,0	13,6	9,2	0,3	9,5	2,4	6,6		
15	08/03/2021 21:30	7,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
16	09/03/2021 13:00	4,0	13,8	10,4	0,2	10,6	0,5	4,7		
17	16/04/2021 18:20	54,2	18,0	5,3	0,1	5,4	2,5	6,7		
18	19/04/2021 07:50	26,3	8,2	0,8	0,0	0,8	1,4	5,6		
19	20/04/2021 19:20	45,2	27,4	15,8	0,4	16,2	2,6	6,8		
20	06/05/2021 15:50	17,5	28,0	19,2	0,3	19,5	0,5	4,7		
21	07/05/2021 23:50	37,2	6,6	1,6	0,0	1,6	1,8	6,0		

Parcela B										
Evento	Início	Duração (h)	P (mm)	P_i (mm)	E_t (mm)	P_e (mm)	E (mm)	$I_{máx}$ (mm)	ICA (mm)	ICA (%) da P
22	10/05/2021 00:00	7,3	1,6	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
23	11/05/2021 19:40	31,7	59,4	42,4	0,7	43,1	0,6	4,8		
24	23/05/2021 06:10	6,2	11,8	6,6	0,1	6,7	0,8	5,0		
25	29/05/2021 01:00	1,2	6,0	2,4	0,0	2,4	0,0	4,3		
26	30/05/2021 05:20	34,8	12,6	4,4	0,1	4,5	1,4	5,6		
27	03/06/2021 22:30	6,7	0,6	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
28	06/06/2021 20:30	55,3	40,0	26,0	0,5	26,5	1,3	5,5		
29	09/06/2021 22:00	8,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
30	10/06/2021 16:30	12,5	1,2	0,0	0,0	0,0	0,2	4,4		
31	16/06/2021 17:50	89,2	76,6	69,2	2,0	71,2	3,2	7,4		
32	20/06/2021 19:30	13,2	1,8	0,0	0,0	0,0	0,3	4,5		
33	21/06/2021 17:10	11,3	15,2	9,8	0,3	10,1	0,2	4,4		
34	22/06/2021 11:40	44,5	26,6	21,0	0,7	21,7	1,6	5,8	27,5	
35	25/06/2021 22:30	9,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,2	4,4		
36	28/06/2021 08:10	29,8	16,8	12,5	0,2	12,7	1,3	5,5		
37	01/07/2021 13:40	15,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,4	4,6		
38	04/07/2021 02:50	12,5	0,8	0,0	0,0	0,0	0,6	4,8		
39	04/07/2021 23:00	4,8	0,4	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
40	06/07/2021 07:30	29,0	25,0	13,0	0,3	13,3	1,7	5,9		
41	15/07/2021 22:10	30,7	20,2	12,2	0,2	12,4	0,6	4,8		
42	18/07/2021 05:30	3,3	0,4	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
43	11/08/2021 04:20	77,7	129,6	118,4	2,3	120,7	2,2	6,4		
44	16/08/2021 07:20	5,8	14,6	10,0	0,2	10,2	0,4	4,6		
45	26/08/2021 15:30	139,2	117,6	126,2	2,3	128,5	5,2	9,4	20,3	17
46	01/09/2021 19:00	7,7	0,4	0,0	0,0	0,0	0,2	4,4		
47	05/09/2021 04:30	1,3	1,0	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
48	06/09/2021 00:40	56,3	16,2	25,0	0,3	25,3	3,6	7,8	17,0	105
49	08/09/2021 17:50	11,7	6,6	1,4	0,0	1,4	0,3	4,6		
50	14/09/2021 05:30	0,2	0,8	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
51	14/09/2021 12:00	2,7	4,0	0,8	0,0	0,8	0,2	4,4		
52	15/09/2021 02:10	77,5	54,4	53,2	0,9	54,1	2,7	6,9		
53	20/09/2021 04:00	2,3	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
54	21/09/2021 20:10	37,0	11,8	6,0	0,0	6,0	1,2	5,4		
55	23/09/2021 21:40	11,7	1,4	0,0	0,0	0,0	0,6	4,8		
56	24/09/2021 17:50	12,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,2	4,4		
57	25/09/2021 20:10	11,3	1,0	0,0	0,0	0,0	0,3	4,5		
58	28/09/2021 19:40	12,5	29,0	19,2	0,3	19,5	0,5	4,8		
59	29/09/2021 18:30	53,2	17,4	11,6	0,2	11,8	2,2	6,5		
60	02/10/2021 22:10	83,2	65,6	46,0	0,7	46,7	4,4	8,6		
61	06/10/2021 20:30	186,7	287,4	314,8	5,3	320,1	12,4	16,6	49,2	17
62	15/10/2021 12:00	145,5	138,8	132,2	2,6	134,8	7,8	12,0		
63	21/10/2021 20:20	0,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	4,2		

Parcela B										
Evento	Início	Duração (h)	P (mm)	P _i (mm)	E _t (mm)	P _e (mm)	E (mm)	I _{máx} (mm)	ICA (mm)	ICA (%) da P
64	23/10/2021 18:30	39,0	25,0	16,6	0,3	16,9	2,2	6,4		
65	27/10/2021 13:40	162,2	356,6	350,4	7,1	357,5	9,8	14,0	14,9	4
66	03/11/2021 21:00	6,5	1,2	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
67	05/11/2021 01:40	8,7	1,2	0,0	0,0	0,0	1,0	5,2		
68	05/11/2021 19:30	6,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
69	06/11/2021 18:30	15,0	2,4	0,4	0,0	0,4	0,7	4,9		
70	07/11/2021 15:50	159,8	120,0	132,0	2,6	134,6	12,0	16,2	30,8	26
71	14/11/2021 20:20	7,8	1,0	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
72	15/11/2021 21:40	8,2	0,8	0,0	0,0	0,0	0,2	4,4		
73	17/11/2021 23:50	79,3	28,6	18,6	0,4	19,0	5,9	10,1		
74	24/11/2021 00:10	33,8	5,2	2,4	0,0	2,4	4,3	8,5		
75	26/11/2021 01:50	9,7	6,6	1,3	0,0	1,3	1,1	5,3		
76	28/11/2021 02:40	2,7	0,4	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
77	01/12/2021 16:10	62,8	36,4	45,4	0,9	46,3	5,3	9,5	19,4	53
78	04/12/2021 18:30	8,8	2,6	0,2	0,0	0,2	0,1	4,3		
79	05/12/2021 16:30	13,8	16,2	10,2	0,2	10,4	0,3	4,5		
80	06/12/2021 12:40	43,3	44,4	30,8	0,7	31,5	2,4	6,6		
81	09/12/2021 22:20	6,2	1,2	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
82	10/12/2021 22:40	4,7	0,8	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
83	12/12/2021 18:10	0,8	3,0	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
84	13/12/2021 20:20	37,2	17,8	10,8	0,1	10,9	2,5	6,7		
85	15/12/2021 18:10	14,5	1,8	0,0	0,0	0,0	0,7	4,9		
86	16/12/2021 19:20	61,3	41,2	38,4	0,8	39,2	4,8	9,0		
87	19/12/2021 16:50	4,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
88	20/12/2021 05:40	1,5	0,8	0,0	0,0	0,0	0,3	4,5		
89	21/12/2021 19:10	10,2	7,8	1,8	0,0	1,8	0,3	4,5		
90	22/12/2021 16:50	12,8	4,8	0,0	0,0	0,0	0,2	4,4		
91	24/12/2021 00:40	10,3	2,2	0,0	0,0	0,0	0,9	5,1		
92	24/12/2021 19:30	5,5	0,6	0,0	0,0	0,0	0,1	4,3		
93	26/12/2021 13:40	5,5	5,0	0,2	0,0	0,2	1,1	5,3		
94	27/12/2021 14:20	6,0	32,4	17,7	0,3	18,0	0,4	4,6		
95	31/12/2021 16:10	5,8	1,8	0,0	0,0	0,0	0,2	4,4		

P= Precipitação total, Pi: Precipitação interna, Et: escoamento de tronco, Pe: Precipitação efetiva, Imáx: Interceptação máxima, ICA= Interceptação da Condensação Atmosférica.

Para a parcela “A” os valores de ICA variaram entre 3,6mm e 228,4mm, sobre a precipitação, com média de 35,5mm e para a parcela “B” entre 6,5 mm e 49,5 mm, com média de 23,2mm. Os resultados indicaram diferenças significativas no aporte de água pela ICA nos locais amostrados, Possivelmente como resultado da exposição, altitude e diferenças estruturais florestais. No

entanto, na Serra do Mar paranaense, a *ICA* pode representar importante entrada de água ao sistema hídrico, capaz de alterar consideravelmente o balanço hídrico, sendo essa entrada espacialmente heterogênea.

A proporção sobre a precipitação do componente *Et* foi de 9% para a parcela “A” e 1,7% para a parcela “B”. Bruijnzeel, Mulligan e Scatena (2011) descrevem que os valores de *Et* para Florestas Ombrófilas Densas Montanas (LMCF) foram tipicamente baixos (1-2% em relação a precipitação total). Segundo os autores, as frações de *Et* das Floresta Ombrófila Densa Altomontana (UMCF) variaram bastante (0,1 – 30,5%), devido à cobertura por epífitas, com média geral de 10% da precipitação (mediana 3%). Isso corrobora aos valores obtidos na presente pesquisa.

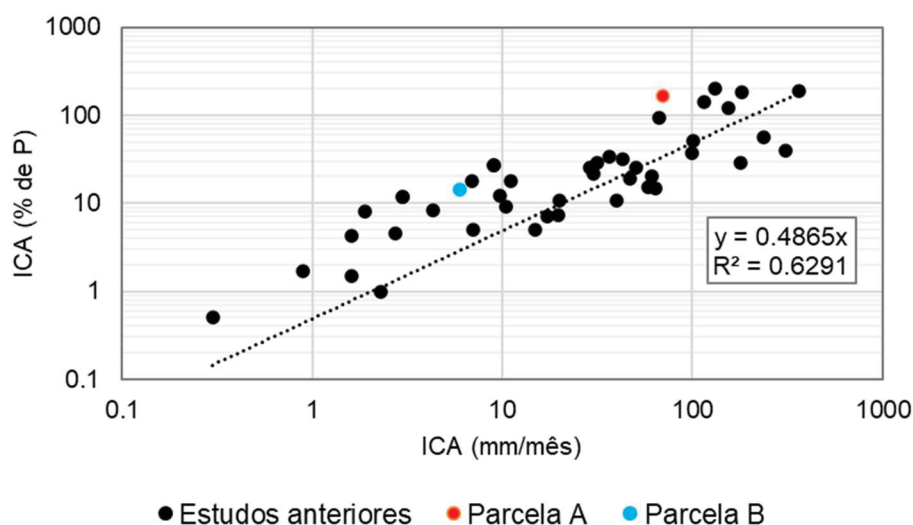
Na Tabela 9 encontram-se os valores totais dos componentes medidos do balanço hídrico do dossel.

TABELA 9 – TOTAIS DE PRECIPITAÇÃO (*P*), PRECIPITAÇÃO INTERNA (*P_i*), ESCOAMENTO DE TRONCO (*Et*), E INTERCEPTAÇÃO DA CONDENSAÇÃO ATMOSFÉRICA (*ICA*).

Parcela	N. Eventos	<i>P</i> (mm)	<i>P_i</i> (mm)	<i>E_t</i> (mm)	<i>ICA</i> (mm)
A	95	2411	3557	218	1775
B			2052	41,0	185

A proporção da *ICA* sobre a precipitação total e *ICA* (mm/mês) das parcelas “A” e “B” (Figura 23) indicaram que a contribuição da *ICA* em relação a chuva é proporcional e os volumes podem variar de 0,3 a 362,0 mm/mês. Os pontos em destaque (Figura 23), relativos aos valores obtidos nas duas parcelas de monitoramento, estão dentro do conjunto de dados (demonstrados na figura 5). Portanto os valores são coerentes com os demais relatados na literatura.

FIGURA 23 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE *ICA* (% de *P*) E *ICA* (mm/mês) REALIZADA COM DADOS OBTIDOS NA LITERATURA (TABELA 1) E ESTIMADOS NAS PARCELAS “A” E “B”



Os valores dos estudos anteriores (pontos escuros), apresentados na figura foram obtidos da Tabela 1.

2.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A interceptação da condensação atmosférica (*ICA*) na Floresta Ombrófila Densa Altomontana da Serra do Mar paranaense é uma significativa parcela do balaço hídrico. Portanto, a *ICA* deve ser considerada melhorar a quantificação das entradas de água em bacias hidrográficas de montanha, notadamente na região da serra do mar brasileira. A presente pesquisa demonstra a importância do monitoramento hídrico experimental e da conservação das florestas na regulação do fornecimento de água para rios e demais fluxos de água do solo.

Observou-se uma maior homogeneidade e menor altura das árvores da parcela “A” em relação a parcela “B” o que reflete sua exposição ao nevoeiro, que pode interferir, junto com outros fatores principalmente pedológicos, no porte e composição florística da vegetação na Floresta Ombrófila Densa Altomontana.

Os valores médios de *S* para “A” 3,55 mm e para “B” 4,21 mm são condizentes aos valores observados do *LAI* correspondentes a 2,99 m² m⁻² e 3,35 m² m⁻² respectivamente. Indica relação direta entre o índice de área foliar e a capacidade de retenção dos volumes precipitados.

Durante o período, foram monitorados 95 eventos de precipitação, sendo que na parcela “A” 50 eventos (52,6%) foram associados a ocorrência de *ICA* e, na parcela “B” 8 eventos (8,4%). A precipitação medida foi de 2411mm, além disso houve o acréscimo de 1775 mm correspondente 74% para a parcela “A” e 185 mm correspondente a 8% para a parcela “B” relativos ao aporte adicional proveniente da *ICA*. Estes resultados indicam diferenças significativas no balanço hídrico do dossel dos diferentes locais amostrados. Possivelmente como resultado a maior proximidade às áreas de cume expostas ao nevoeiro da parcela “A”.

Portanto recomenda-se para as próximas pesquisas: 1) levantamentos morfométricos que indiquem o grau de exposição (posição no terreno) das florestas nebulares da serra do mar paranaense e suas relações com a direção, velocidade dos ventos e ocorrência de nevoeiro; 2) efeito das briófitas e epífitas na interceptação da precipitação e condensação atmosférica e sua interferência no escoamento de tronco. Devido a significativa contribuição da *ICA* para o balanço hídrico do dossel dessas florestas; 3) estudos, no âmbito de bacia hidrográfica de montanha, que além da interferência da *ICA*, incluam outras parcelas do balanço hídrico como, fluxos de seiva, umidade do solo e vazão dos canais.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO, 1998. 300 p. (FAO – Irrigation and Drainage Paper, 56).
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. Origem e evolução da serra do mar. **Revista Brasileira de Geociências** n.28 p.135-150, 1998.
- BITTENCOURT, R. L.; BARROS, F. V.; ELLER, B. C.; ET AL., The fog regime in a tropical montane cloud forest in Brazil and its effects on water, light and microclimate. **Agricultural and Forest Meteorology**, n.265, p. 359-369, 2019.
- BLUM, C. T.; RODERJAN, C. V.; GALVÃO, F. O clima e sua influência na distribuição da Floresta Ombrófila Densa na Serra da Prata, Morretes, Paraná. **FLORESTA**, Curitiba, PR, v. 41, n. 3, p. 589-598, 2011.
- BRAGA, S. M.; SANTOS, I.; FERNANDES, C. V. S.; KOBIYAMA, M. Desenvolvimento de um sistema automático de baixo custo para medição indireta da interceptação. **Anais. XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, 2009.
- BRUIJNZEEL, L. A.; PROCTOR, J. Hydrology and Biogeochemistry of Tropical Cloud Forest: what do you really now? In: HAMILTON, L. S.; JUVIK, J. O.; SCATENA, F. N. (Ed.). **Tropical Montane Cloud Forests**. Springer, 1995.
- BRUIJNZEEL, L. A.; HAMILTON, L. S. Decision time for cloud forests. IHP Humid Tropics Programme Series n. 13 UNESCO, 2000.
- BRUIJNZEEL, L. A. Hydrology of tropical montane cloud forests: a reassessment. **Land Use and Water Resources Research**, n.1, p. 1-18, 2001.
- BRUIJNZEEL L. A.; BURKARD R; EUGSTER W. Fog as a hydrologic input. In: ANDERSON, M. G. (Ed.). **Encyclopaedia of Hydrological Sciences**, John Wiley, p. 559–582, 2005.
- BRUIJNZEEL, L. A.; MULLIGAN, M.; SCATENA, F. N. Hydrometeorology of tropical montane cloud forests: emerging patterns. **Hydrological Process**, n. 25, p. 465–498, 2011.
- CARRASCAL, D. R. Signals of climate variability/change in surface water supply of high-mountain watersheds case study: Claro River high mountain basin, Los Nevados Natural Park, Andean Central Mountain Range. **Escuela de Ingeniería de Antioquia**, Colombia, 2009.
- CAVALIER, J.; JARAMILLO, M.; SOLIS, D; ET AL; Water balance and nutrient inputs in bulk precipitation in tropical montane cloud forest in Panama. **Journal of Hydrology**, n.193, p. 83–96, 1997.
- CHEN, J.M; e BLACK, T.A. Defining leaf area index for non-flat leaves. **Plant, Cell and Environment**. v. 15, p. 421-429, 1992.
- CUNHA, U.S; Dendrometria e Inventário Florestal. **Série Técnica**, Escola Agrotécnica de Manaus, Manaus, AM. 2004.

DOMINGUEZ, C. G.; VERA, M. F. G.; CHAUMONT, C; ET AL; Quantification of cloud water interception in the canopy vegetation from fog gauge measurements. **Hydrological Processes**, n. 31, p. 3191–3205, 2017.

ENCINAS, J.I; SILVA, G.F; TICCHETTI, L. Variáveis dendrométricas. **Comunicações Técnicas Florestais**, v.4, n.1, Departamento de Engenharia Florestal, UNB. p. 102, 2002.

ELLER, C. B.; MEIRELES, L. D.; STICH, S. BURGESS, S. S.; OLIVEIRA, R. S. How Climate Shapes the Functioning of Tropical Montane Cloud Forests. *Current Forestry Reports*, 2020.

FIGUEIRA, C.; SEQUEIRA, M. M.; VASCONCELOS, R; ET AL; Cloud water interception in the temperate laurel forest of Madeira Island. **Hydrological Sciences Journal**, n. 58, p. 151-161, 2013.

FRUMAU, K. F. A.; ET AL. Fog gage performance under conditions of fog and wind-driven rain in: BRUIJNZEEL, L. A.; SCATENA, F. N.; HAMILTON, L. S. (Ed.). **Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management**. Cambridge University Press, 2010.

GAVAZZI, M. J.; SUN, G.; MCNULTY, S. G.; TREASURE, E. A.; WIGHTMAN, M. G. Canopy rainfall interception measured over ten years in a coastal plain loblolly pine (*Pinus taeda* L.) Plantation. **American Society of Agricultural and Biological Engineers**. v.59 (2), p. 601-610, 2016.

GIAMBELLUCA, T. W.; DELAY, J. K.; NULLET, M. A. Interpreting canopy water balance and fog screen observations: separating cloud water from wind-blown rainfall at two contrasting forest sites in Hawai'i. In: BRUIJNZEEL, L. A.; SCATENA, F. N.; HAMILTON, L. S. (Ed.). *Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management*. Cambridge University Press, 2010.

GIGLIO, J. N.; KOBIYAMA, M. Intercepção da chuva: Uma revisão com ênfase no monitoramento em florestas brasileiras. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v.18 (2), p. 297-317, 2013.

HAR, R. D. Fog drip in the Bull Run municipal watershed, Oregon. *Water Resources Bulletin*, v. 18, n.5, p. 785-789, 1982.

HERWITZ, S. R. Interception storage capacities of tropical rainforest canopy trees. **Journal of Hydrology**. v. 77, p. 237-252, 1985.

INGRAHAM, N. L.; MATTHEWS, R. A. The importance of fog-drip water to vegetation: Point Reyes Peninsula California. *Journal of Hydrology*, n.164, p. 269–285, 1995.

JETTEN, V. G. Interception of tropical rain forest: performance of a canopy water balance model. **Hydrological processes**. v. 10, p. 671-685, 1996.

KEPPELER, E. Effects of Timber Harvest on Fog Drip and Streamflow, Caspar Creek Experimental Watersheds, Mendocino County, California. USDA Forest Service Gen. Tech. Rep. PSW-GTR-194, 2007.

KOEHLER, A.; GALVÃO, F.; LONGHI, S.J. Floresta ombrófila densa altomontana: aspectos florísticos e estruturais de diferentes trechos na serra do mar, PR. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 12, n. 2, p. 27-39, 2002.

LIMA, W. P. **Hidrologia Florestal Aplicada ao Manejo de Bacias Hidrográficas**. Disponível em: <<http://www.ipef.br/hidrologia/hidrologia.pdf>>. Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba, 2008. Acessado em 28 de fevereiro de 2017.

LIMA, W. P.; NICOIELO, N. Precipitação efetiva e interceptação em florestas de pinheiros tropicais e em reserva de cerradão. **IPEF**, n.24, p.43-46, 1983.

LINK, T. E., UNSWORTH, M., MARKS, D. (2004). The dynamics of rainfall interception by a seasonal temperate rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, n. 124, p. 171–191, 2004. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2004.01.010>

MAACK, R. **Geografia física do estado do Paraná**. 4 ed. Ponta Grossa: Editora UEPG, 2012.

MCJANNET, D.; WALLACE, J. **Methodology for estimating cloud Interception inputs to tropical rainforest**, Black Mountain: CSIRO, 2006

MCJANNET, D. L.; WALLACE, J. S.; REDDELL P. Precipitation Interception in Australian tropical rainforests: II. Altitudinal gradient of cloud interception, stemflow, throughfall and interception. **Hydrological Processes**, n. 21, p. 1703- 1718, 2007.

OBERLANDER, G. T. Summer Fog Precipitation on the San Francisco Peninsula. *Ecology*, n.4, p. 851-852, 1956.

HADIWIJAYA, B., ISABELLE, P., NADEAU, D. F., PEPIN, S. Observations of canopy storage capacity and wet canopy evaporation in a humid boreal forest. *Hydrological Processes*, n. 35, p. 1-19, 2022. <https://doi.org/10.1002/hyp.14021>

HAFKENSCHIED R. Hydrology and Biogeochemistry of Tropical Montane Rain Forests of Contrasting Stature in the Blue Mountains, Jamaica. **Academisch Proefschrift**: Vrije Universiteit: Amsterdam n. 302, 2000.

HOLERDA, F.; BURKARD, R.; EUGSTER, W.; ET AL; Estimating fog deposition at a Puerto Rican elfin cloud forest site: comparison of the water budget and eddy covariance methods. **Hydrological Processes**, n. 20, p. 2669–2692, 2006.

HEWLETT, J. D. **Principles of Forest Hydrology**, University of Georgia Press, Athens, GA, 1969.

RAMÍREZ, B. H.; MELSEN, L. A.; GANZVELD, L.; ET TAL. Tropical Montane Cloud Forests in the Orinoco River basin: Inferring fog interception from through-fall dynamics. **Agricultural and Forest Meteorology**, N. 260-261, P. 17-30, 2018.

RITTER, A.; REGALADO, C.; ASCHAN, G. Fog water collection in a subtropical elfin laurel forest of the Garajonay National Park (Canary Islands): a combined approach using artificial fog catchers and a physically based model. **Journal of Hydrometeorology**, n.9 (5), p.920–935, 2008.

RODERJAN, C. V. O gradiente da Floresta Ombrófila Densa Altomontana no Morro do Anhangava. Quatro Barras – PR. **Tese** (Doutorado em Engenharia Florestal) – Setor de Ciências Agrárias – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1994.

SANTOS, I. Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica. 167 f. **Tese** (Doutorado em Geografia). Departamento de Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 2009.

SÁ, J. H. M.; CHAFFE, P. L. B.; OLIVEIRA, D. Y. Análise comparativa dos modelos de Gash e de Rutter para a estimativa da interceptação por Floresta Ombrófila Mista. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20 (4), p. 1008 – 1018, 2015.

SAWASKE, S. R.; FREYBERG, D. L. Fog, fog drip, and streamflow in the Santa Cruz Mountains of the California Coast Range. *Ecohydrology*, n. 8, p. 695-713, 2015.

SAWASKE, S. R.; FREYBERG, D. L. Fog, fog drip, and streamflow in the Santa Cruz Mountains of the California Coast Range. *Ecohydrology*, n. 8, p. 695-713, 2015.

SCHEER, M. B.; MOCOCHINSKI, A. Y. Florística vascular da Floresta Ombrófila Densa Altomontana de quatro serras no Paraná. **Biota Neotropical**, v. 9, n. 2. p. 51-69, 2009.

SCHEER, M. B.; MOCOCHINSKI, A.Y.; RODERJAN, C. V. Estrutura arbórea da Floresta Ombrófila Densa Altomontana de serras do Sul do Brasil. *Acta Botanica Brasilica*, n. 25(4), p. 735-750, 2011.

SCHEER, M. B.; CURCIO, G. R.; RODERJAN, C. V. Carbon and Water in Upper Montane Soils and Their Influences on Vegetation in Southern Brazil. **Soil Science**, p. 01-12, 2013.

SHELLEKENS, J.; BRUIJINZEEL, L. A.; WICKEL, A. J.; ET AL; Interception of horizontal precipitation by elfin cloud forest in the Luquillo Mountains, Easter Puerto Rico. **Conference on Fog Collection**, p. 29-32, 1998.

SOARES, C.P.B; PAULA NETO, F; SOUZA, A.L; **Dendrometria e inventário florestal**. 2.ed. Viçosa, MG: Universidade Federal de Viçosa, 2011. 272p.

STRUMINSKI, E. **Parque Estadual Pico do Marumbi**. 1. ed. Curitiba: Editora da UFPR, 2001.

TAKAHASHI, M.; ET AL., Rainfall partitioning and cloud water interception in native forest and invaded forest in Hawai'i Volcanoes National Park. **Hydrological Processes**, n. 25, p. 448- 464, 2011. DOI: 10.1002/hyp.7797

TSIKO, C. T.; MAKURIRA, H.; GERRITS, A. M. J.; SAVENIJE, H. H. G. Measuring forest floor and canopy interception in a savannah ecosystem. **Physics and Chemistry of the Earth**. V.47–48, P.122–127, 2012.

VANHONI, F.; MENDONÇA, F. O clima do litoral do estado do paraná. **Revista Brasileira de Climatologia**. p.49-63, 2008.

VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. **Landscapes and Landforms of Brazil**. Springer, 2015.

WATSON, D.J. Comparative physiological studies in the growth of field crops. I. Variation in net assimilation rate and leaf area between species and varieties, and within and between years. **Annals of Botany** v.11, p. 41–76, 1947.

3 MODELAGEM DO PROCESSO DE INTERCEPTAÇÃO DA CONDENSAÇÃO ATMOSFÉRICA EM FLORESTAS NEBULARES DA SERRA DO MAR PARANAENSE

RESUMO

As florestas nebulares da Serra do Mar paranaense são capazes de adicionar volume considerável de água ao balanço hídrico, por meio da Interceptação da Condensação Atmosférica (*ICA*). Para ampliar a compreensão do processo foram estabelecidas duas parcelas de monitoramento, em duas fitofisionomias, sendo medidas a precipitação total (*P*), precipitação interna (*P_i*) e o escoamento de tronco (*Et*), entre os meses de fevereiro de 2021 a janeiro de 2022. O modelo Rutter para vegetação esparsa foi calibrado, para garantir a definição dos valores dos parâmetros com ausência total de contribuição por *ICA*. Com os parâmetros definidos, o modelo foi aplicado nos demais eventos para permitir a separação dos componentes do processo de interceptação e estimar a parcela oriunda unicamente da precipitação, necessária para obtenção do valor real da *ICA* em alta resolução temporal (10 min). As parcelas experimentais estão situadas em dois patamares de florestas nebulares, de uma mesma vertente de montanha, porção meridional do Parque Estadual Pico do Marumbi no Município de Piraquara, estado do Paraná. A parcela “A” está inserida na Floresta Ombrófila Densa Altomontana e “B” na Floresta Ombrófila Densa Montana de transição, situadas a 1300 s.n.m.m. e 1150 s.n.m.m. Os parâmetros do modelo de Rutter calibrados para vegetação esparsa foram: Proporção de cobertura florestal (*C*) = 0,86 e 0,84 m²/m²; Capacidade de armazenamento do dossel (*S*) = 3,5 e 4,2 mm; Capacidade de armazenamento do tronco (*St*) = 0,106 e 0,144 mm; Proporção de água desviada para o tronco (*Pd*) = 0,074 e 0,044 mm; Taxa de evaporação do tronco em relação a copa (*E*) = 0,10 e 0,10 mm para as parcelas “A” e “B”, respectivamente. Os resultados indicam diferenças hidrológicas relevantes ao longo da vertente oeste da Serra do Mar paranaense. Para a parcela “A”, 36 (75%) eventos tiveram contribuição da *ICA* e 12 (25%) exclusivamente pela precipitação pluviométrica. Na parcela “B” 20 (42%) eventos tiveram contribuição da *ICA* e 28 (58%) não apresentaram sua ocorrência. A precipitação externa medida eventos foi de 2304 mm, havendo o acréscimo da *ICA* de 1896 mm (82%) para a parcela “A” e 214 mm (9%) para a parcela “B”. O maior aporte da *ICA* na porção superior da montanha provavelmente está relacionado a maior exposição ao nevoeiro, mais comum nas proximidades do cume e da vertente oriental da montanha. O modelo Rutter tornou mais objetivo o processo de separação dos eventos individuais de precipitação para todo o período de monitoramento. Calibrado, o modelo Rutter permitiu estimativas indiretas e facilitou a quantificação da *ICA*. O método também permitiu a identificação de fatores de controle que podem ser úteis para a comparação do processo de *ICA* em diferentes coberturas florestais.

Palavras-chave: Florestas nebulares tropicais, Modelo de Rutter para vegetação esparsa, Capacidade de armazenamento do dossel.

ABSTRACT

The tropical montane Cloud Forest of southern Brazil Serra do Mar can add a considerable volume of water to the water balance through Cloud Water Interception (*CWI*). To increase understanding of this process, two monitoring plots were established in two phytophysognomies, where total precipitation (*P*), throughfall (*Tf*), and Stemflow (*Sf*) were measured between February 2021 and January 2022, using the Rutter sparse model. The model was calibrated for rainfall events without the presence of atmospheric condensation, to ensure that the parameter values were defined in the total absence of a *CWI* contribution. With the parameters defined, the model was applied to the other events to allow the separation of the process components and estimate the portion related to the necessary interception to obtain the real *CWI* value at high temporal resolution (10 min). The experimental plots are located on two levels of cloud forest on the same mountain slope, in the southern part of the Pico do Marumbi State Park in the municipality of Piraquara, state of Paraná. Plot "A" is in the Upper Montane Cloud Forest and "B" in the transitional Lower Montane Cloud Forest, located at 1300 MASL and 1150 MASL. The parameters obtained for calibrating the Rutter sparse model were: Canopy coverage factor (*C*) = 0.86 and 0.84 m²/m²; Canopy storage capacity (*S*) = 3.5 and 4.2 mm; Trunk storage capacity (*St*) = 0.106 and 0.144 mm; Drainage partitioning coefficient (*Pd*) = 0.074 and 0.044 mm; Evaporation rate from saturated trunks as a proportion of that from the saturated canopy (*ε*) = 0.10 and 0.10 mm for plots "A" and "B" respectively. The results indicate distinct hydrological differences along the leeward slope of Serra do Mar in Paraná. For plot "A", 36 (75%) events were contributed by *ICA* and 12 (25%) were generated exclusively by rainfall events. In plot "B", 20 (42%) events were contributed by *ICA* and 28 (58%) did not occur. External production measured events was 2304 mm, with an increase in *ICA* of 1896 mm (82%) for plot "A" and 214 mm (9%) for plot "B". The greater *CWI* contribution in the upper portion of the mountain is probably related to greater exposure to fog, more common near the summit and eastern slope of the mountain. The Rutter sparse model avoided the process separation of individual precipitation events for the entire monitoring period. This approach provides estimates after monitoring has ceased and therefore an indirect and facilitated manner of quantifying *CWI*. The method also allowed identifying control factors that may be useful for comparing the *CWI* process in different forest covers.

Keywords: Tropical Montane Cloud Forests, Rutter sparse model, Canopy storage capacity.

3.1 INTRODUÇÃO

A vegetação é o elemento de ligação entre os sistemas solo e atmosfera, atuando no balanço térmico e na redistribuição (temporal e espacial) da precipitação na superfície do solo (PEREIRA *et al.*, 1997). As perdas por interceptação consistem na precipitação incidente que molha o dossel da vegetação e evapora de volta para a atmosfera, removendo parcela da precipitação recebida (HORTON, 1919; HEWLETT, 1969). Estudo realizado ao longo de 10 anos quantificou que o dossel da floresta intercepta, em média 18% da precipitação (GAVAZZI *et al.*, 2016).

A interceptação em florestas de ambientes tropicais e temperados geralmente é estudada medindo-se ou estimando-se a P (precipitação total), P_i (precipitação interna), E_t (escoamento de tronco) e I (perdas por interceptação - volume de água que é retida pela vegetação e retorna para atmosfera por evapotranspiração). Normalmente, os valores de P_i e E_t são inferiores a P , exceto nas regiões em que a umidade atmosférica é muito alta e a água que atinge o solo da floresta ($P_i + E_t$) pode ser maior do que P . Nessa situação, o aporte adicional advém da Interceptação da Condensação Atmosférica (ICA) (RITTER *et al.*, 2010; FIGUEIRA *et al.*, 2013; DOMINGUEZ *et al.*, 2017; LANGE E SANTOS, 2023).

A ICA ou *Cloud Water Interception (CWI)* ocorre predominantemente em regiões montanhosas e próximas a costa, quando a água atmosférica contida em nevoeiros e precipitações movidas pelo vento colidem com a vegetação em seu caminho. As gotículas impactam nas folhas do dossel, formam gotas maiores que posteriormente caem no solo. A entrada ICA normalmente é ignorada, pois os pluviômetros convencionais não coletam pequenas gotas (CAVALIERE *et al.*, 1996; HOLWERDA, 2010; BRUIJNZEEL; MULLIGAN; SCATENA, 2011) e são instalados em áreas abertas, distantes das copas da floresta (ZHAN *et al.*, 2020). Bruijnzeel, Mulligan e Scatena (2011) relataram que devido à ICA a precipitação efetiva (água que realmente chega ao solo) pode corresponder à 79% da precipitação total.

Giglio e Kobiyama (2013) e Lange e Santos (2023) consideraram os seguintes aspectos em estudos de interceptação da precipitação e ICA em

florestas tropicais: 1) Apresentam maior heterogeneidade espacial do processo devido a composição da vegetação; 2) Frequência de percentuais de precipitação interna com intervalos mais amplos, que florestas temperadas; 3) Poucas pesquisas realizadas para essa condição; 4) Parte das pesquisas sobre interceptação da precipitação e da condensação atmosférica não obtiveram resultados com todos os componentes do processo, como o escoamento de tronco ou, parâmetros obtidos por modelagem. Logo, tem-se limitações para compreensão da interceptação como processo hidrológico, e entendimento da interferência das florestas na redistribuição da precipitação e condensação atmosférica.

Apesar das medições diretas fornecerem estimativas razoáveis dos processos de interceptação, tais procedimentos requerem frequentes manejo dos equipamentos e coleta de dados. Para a medida da *ICA*, que geralmente ocorre em áreas remotas (ambientes de montanha), manter o monitoramento dos componentes do processo pode ser um desafio para os pesquisadores. As medições *in situ* ainda oferecem poucas oportunidades para extrapolar os resultados para outras espécies e locais (KLINGAMAN *et al.*, 2006; DOMINGUEZ *et al.*, 2017). Portanto, a utilização de modelos matemáticos pode ser importante para auxiliar a predição e compreensão da interceptação da precipitação e da *ICA* (PALAN; KRECEK, 2018).

Os modelos para estimativa da interceptação podem ser empíricos (PONCE; HAWKINS, 1996), probabilísticos (CALDER, 1977), físicos (RUTTER *et al.*, 1971, 1975; GASH, 1979; CALDER, 1986; MASSMAN, 1983; VALENTE *et al.*, 1997; LIU, 1997). Os modelos físicos são mais robustos e apresentam menor necessidade de calibração, pois seus parâmetros têm representatividade física e podem ser medidos (CUI; JIA, 2014). Os modelos matemáticos de base física são úteis por possibilitar a investigação do funcionamento do processo. Todos os modelos de interceptação com embasamento físico foram derivados dos modelos *Rutter* (RUTTER *et al.*, 1971) e *Gash* (1979). Suas aplicações cobrem diferentes vegetações, incluindo florestas tropical, coníferas, arbustos e culturas.

O modelo de Rutter modificado para vegetações esparsas (VALENTE *et al.*, 1997) utiliza maior número de parâmetros de entrada em relação aos outros

modelos (Quadro 2), seus resultados apresentam menores erros (CHAFFE, 2010; LINHOSS; SIEGERT, 2016; NAVAR, 2017), sendo frequentemente utilizado em florestas tropicais (MUZYLO *et al.*, 2009). Valente *et al.* (1997) considerou que o modelo Rutter esparso pode ser aplicado à intervalos de fator de cobertura entre 100% e 40%.

O modelo de Rutter considera que a copa da árvore é um reservatório capaz de armazenar água da chuva nas folhas e superfície do tronco. O volume de água acumulado no reservatório é esvaziado por evaporação no final do evento. O modelo é constituído de um conjunto contínuo de equações para descrever o balanço hídrico do dossel, particionando os componentes de copa e tronco e taxa de armazenamento e evaporação.

QUADRO 2 - DESCRIÇÃO DOS PARÂMETROS DOS PRINCIPAIS MODELOS DE INTERCEPTAÇÃO E ABREVIÇÕES.

Abreviação	Descrição do parâmetro	R	RS	G	GS	L
P _g	Precipitação acumulada (mm)	X	X	X	X	X
Dur	Duração (h)	X	X	X	X	X
S	Capacidade de armazenamento do dossel (mm)	X	X	X	X	X
S _t	Capacidade máxima de armazenamento do tronco (mm)	X	X	X	X	X
p	Coefficiente de precipitação que atravessa livremente o dossel (%)	X		X		X
p _t	Coefficiente de escoamento de tronco (%)	X		X	X	
p _d	Proporção de água desviada para o tronco (%)		X			
c	Fator de cobertura do dossel (unidade de área)		X		X	
b	Parâmetro de drenagem empírico (mm)	X				
D _s	Taxa de drenagem do dossel C=S (mm ^{h-1})	X				
ε	Proporção da taxa de evaporação de tronco em relação a evaporação da copa (%)	X	X			
R _n	Radiação líquida	X	X	X	X	X
T _{Cmax}	Temperatura máxima	X	X	X	X	X
H _{max}	Umidade máxima (%)	X	X	X	X	X
U ₂	Velocidade do vento	X	X	X	X	X

FONTE: Adaptado de Linhoss; Siegert, (2016).

NOTA: R- Rutter, RS- Rutter esparso, G- Gash, GS- Gash esparso, L- Liu.

O modelo numérico de Rutter utiliza a drenagem do dossel como um dos principais componentes de redistribuição. Na ausência de dados de interceptação durante tempestades individuais, o modelo é integrado ao longo do tempo para prever interceptação florestal baseando-se em múltiplos eventos ou qualquer evento individual de chuva (CHÁVEZ *et al.*, 2014). Contudo, o modelo Rutter requer um número substancial dados de entrada, tornando difícil sua utilização com dados meteorológicos rotineiros (KLINGAMAN *et al.*, 2006). O modelo tem sido aplicado em diversos tipos de florestas e apresenta erros relativos menores que os demais modelos de interceptação (SAVENIJE, 2004; SÁ *et al.*, 2015).

Estudos sobre modelagem do processo de *ICA* (medida e simulada), foram realizadas utilizando Covariância de Fluxos Turbulentos (HOLWERDA *et al.*, 2010), modelo Rutter (PRYET *et al.*, 2012; DOMINGUEZ *et al.* 2017) e modelo Gash (PALAN; KRECEK, 2018). Porém, não existem estudos com modelagem da interceptação da precipitação e *ICA* em ambientes de floresta nebulares (Ombrófila Densa Montana e Altomontana) no Brasil. Essas florestas apresentam características específicas: 1) Cotas altimétricas elevadas (>900 s.n.m.); 2) Frequente exposição ao nevoeiro; 3) Menor porte em relação às florestas localizadas em áreas planas; e, 4) composição florística distinta (ELLER *et al.*, 2020, TEIXEIRA *et al.*, 2021).

Na ausência do nevoeiro, quando a entrada de água ocorre apenas pela precipitação, o volume interceptado pode ser obtido subtraindo a precipitação interna e o escoamento de tronco da precipitação total. Se ocorrer interceptação da precipitação e nevoeiro, a consideração do mesmo procedimento de um evento sem nevoeiro resultará em estimativa superior, pois ocorreria contabilização da entrada de água nos dois processos. Como a interceptação pode ser obtida diretamente dos dados medidos nos eventos sem ocorrência de *ICA*, os eventos podem ser utilizados para a calibração de modelos para estimativa da interceptação oriunda unicamente da precipitação. Assim, foi calibrado o modelo de Rutter para os eventos com ausência da *ICA* e os parâmetros obtidos foram utilizados na separação dos eventos de acordo com seu processo fonte. Ainda os parâmetros obtidos por modelagem puderam

auxiliar no entendimento dos demais componentes do processo, como a dinâmica de armazenamento do tronco e a umidade do dossel.

Para a aplicação do modelo de *Rutter* a *ICA* e a interceptação da precipitação foram medidas P , P_i e E_t , utilizando calhas, anéis coletores e básculas automáticas com resolução temporal de 10 min, em duas parcelas experimentais, em duas fitofisionomias de florestas nebulares, entre o período de fevereiro de 2021 a janeiro de 2022. As parcelas estão inseridas na bacia hidrográfica experimental do Braço do Carvalho, Parque Estadual Pico do Marumbi no município de Piraquara, estado do Paraná.

3.2 MATERIAL E MÉTODOS

3.2.1 Área de estudo

A caracterização da área de estudo e o monitoramento hidrológico foram apresentados detalhadamente no capítulo 2. Na Tabela 10 encontram-se apresentados as características geográficas das Parcelas experimentais “A” e “B”.

TABELA 10 – CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DAS PARCELAS “A” E “B”

	Ponto B	Ponto A
Altitude (m)	1150	1300
Latitude (S)	25°29'58.16"	25°30'07.18"
Longitude (O)	48°58'32.25"	48°58'16.74"
N.^o de árvores (100 m²)	42	61
Área basal (m² ha⁻¹)	72,41	56,30
Altura do dossel (m)	8,23	5,98
Vegetação	Transição Ombrófila Densa Montana/ Altomontana	Ombrófila Densa Altomontana
Índice de Área Foliar (m² m⁻²)	3,35	2,99
Fator de cobertura (%)	83,57	86,29

3.2.2 Modelo Rutter para vegetação esparsa

Linhoss e Siegert (2016) descreveram um modelo que consiste basicamente na reformulação do modelo *Rutter* original, pois tratou da chuva que passa pelas aberturas das clareiras do dossel, precipitação interceptada pela cobertura do dossel e o escoamento de tronco separadamente (Eqs. 12 e 13). O Modelo, que foi denominado de *Rutter* esparsa também simplifica o cálculo do gotejamento do dossel (Eq. 14), e utiliza um coeficiente de drenagem da copa para dividir a precipitação entre o dossel e o tronco (Eqs. 15 e 16).

$$S_c = \frac{S}{C} \quad (12)$$

Em que S_c é a capacidade de armazenamento por unidade de cobertura, S a capacidade de armazenamento do dossel C é a proporção de cobertura florestal:

$$S_{t,c} = \frac{S_t}{C} \quad (13)$$

Em que S_t é a capacidade de armazenamento de tronco e $S_{t,c}$ é a capacidade de armazenamento de tronco por unidade de cobertura. Como em Valente et al (1997), todas as variáveis com sub-índice c , daqui para frente, indicam que se referem à cobertura florestal.

$$\int D_c dt = \begin{cases} C_c - C_s & \text{se } C_c \geq S_c \\ 0 & \text{se } C_c < S_c \end{cases} \quad (14)$$

$$\int E_c dt = \begin{cases} (1 - \epsilon) E_p \frac{C}{S_c} & \text{se } C_c < S_c \\ (1 - \epsilon) E_p & \text{se } C_c \geq S_c \end{cases} \quad (15)$$

Em que E_p é a taxa de evaporação potencial quando toda a copa está molhada e ϵ é a proporção da taxa de evaporação de tronco em relação a taxa de evaporação de copa e D é a taxa de drenagem de copa;

$$\int E_t dt = \begin{cases} \epsilon E_p \frac{C}{S_c} & \text{se } C_t < S_{t,c} \\ \epsilon E_p & \text{se } C_t \geq S_{t,c} \end{cases} \quad (16)$$

Com os dados medidos de precipitação externa (P) e cálculo da Evaporação potencial diária, (E_p), cinco parâmetros do Rutter Esparso precisaram ser calibrados para as simulações nas Parcelas “A” e “B”: Fator de cobertura (C); Capacidade de armazenamento (S); Proporção de água desviada para o tronco (Pd); Capacidade de armazenamento do tronco (St); taxa de evaporação de tronco em relação à evaporação da copa (ϵ).

Os dados de entrada do Rutter Esparso, quais sejam séries observadas de precipitação e dados para estimativas da evapotranspiração potencial, foram obtidos na estação meteorológica do Carvalho da Gerência de Pesquisa e Inovação da Companhia de Saneamento do Paraná.

A estimativa da evaporação potencial (E_p) foi realizada com a equação de Penman-Monteith (Equação 18; ALLEN *et al.*, 1998). Para a utilização do método são necessários dados de temperatura do ar (T), velocidade do vento a 2 metros de altura (u_2), umidade relativa do ar (UR) e saldo de radiação líquida (Rn), obtidos de variáveis meteorológicas medidas em campo.

A evapotranspiração é governada por trocas de energia na superfície. No balanço de energia ou equilíbrio energético, a energia que chega à superfície deve ser igual a energia que sai da superfície por intervalo de tempo. O balanço mede a energia disponível no sistema e separa as frações usadas nos diferentes processos. A equação de uma superfície de evaporação pode ser descrita como:

$$Rn - G - \lambda ET - H = 0 \quad (17)$$

Em que Rn é a radiação líquida, G é o fluxo de calor do solo, λET é o fluxo de calor latente e H é o calor sensível.

O fluxo de calor latente (λET) representando a fração de evapotranspiração pode ser derivado da equação do balanço de energia se todos os outros componentes forem conhecidos. A radiação líquida (Rn) e os fluxos de calor do solo (G) podem ser medidos ou estimado com parâmetros climáticos. As medições do calor sensível (H) são complexas e não podem ser facilmente obtidas requerer medição precisa dos gradientes de temperatura acima da superfície (ALLEN *et al.*, 1998).

A forma da equação combinada de Penman-Monteith é a seguinte:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(Rn-G) + \rho_a C_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (18)$$

em que Rn é a radiação líquida, G é o fluxo de calor do solo, $(e_s - e_a)$ déficit de pressão de vapor do ar, ρ_a é a densidade média do ar à pressão constante, C_p é o calor específico do ar, Δ derivada da função de saturação de vapor de água, γ constante psicrométrica, e r_s e r_a são as resistências de superfície e aerodinâmicas.

Inicialmente o modelo Rutter para vegetação esparsa foi aplicado a todos os eventos em que a precipitação foi superior a 5 mm (eventos abaixo de 5 mm as incertezas tanto das medições quanto da modelagem são maiores). O valor de ICA de cada evento foi determinada fazendo-se a diferença entre as precipitações efetiva simulada e observada. Foram considerados eventos com ocorrência de ICA , em que: 1) A ICA estimada representa proporção igual ou superior a 5% da entrada total de água do evento ($P + ICA$); e, A ICA é igual ou superior a 1 mm.

O S foi estabelecido por meio do coeficiente de regressão linear entre P e Pe . Foram utilizados eventos exclusivamente de precipitação (sem a influência da ICA), altura suficiente para saturar totalmente o dossel, mas não para Pe ser influenciada pelo mesmo (GIAMBELLUCA *et al.*, 2011). Nessa dispersão é possível perceber um ponto de inflexão que divide dois grupos de eventos: 1) eventos que não atingiram a capacidade máxima de saturação do dossel. Nesse caso, a inclinação da reta de regressão, corresponde a proporção de precipitação que chega ao solo sem ser interceptada, denominada precipitação interna livre e; 2) eventos em que a saturação do dossel foi completa. Para a obtenção de S uma curva envoltória foi traçada apenas sobre os pontos onde condições de evaporação mínima foram assumidas (Figura 14). A extrapolação dessa curva até o eixo de precipitação efetiva resulta em um valor negativo, que representa a capacidade de armazenamento máximo do dossel (RUTTER *et al.*, 1971; SANTOS, 2009).

O cálculo da capacidade máxima de armazenamento do tronco (St) foi determinado conforme proposto por Valente *et al.*; (1997).

Os fatores de cobertura (C) foram obtidos conforme descrição na seção 3 (Capítulo 2).

3.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.3.1 Calibração dos parâmetros Rutter Para a Vegetação Esparsa

Na Figura 24 encontra-se apresentada a relação entre escoamento de tronco e precipitação interna sem a parcela da precipitação livre, que ocorre na parte descoberta, $P_i - (1 - c) P$. A interceptação da linha de ajuste com o eixo do escoamento de tronco resultou a $St = -(-0,1055) = 0,1055$ mm para a Parcela “A” e $St = -(-0,1437) = 0,1437$ mm para a Parcela “B”. A proporção de água desviada para o tronco (Pd) foi determinada na inclinação da reta de regressão. Em que $0,0799 / (1 + 0,0799)$, ou seja, 0,0739 e $0,0457 / (1 + 0,0457)$, ou seja, 0,0437 para as parcelas “A” e “B” respectivamente.

Para vegetação esparsa, a capacidade de armazenamento de copa (S_c) é recalculada fazendo-se S dividido por $(1 - Pd)$. Os valores obtidos foram 3,526 para a Parcela “A” e 4,156 mm para a Parcela “B” (Tabela 11). A proporção da taxa de evaporação de tronco em relação à evaporação de copa (ε) foi considerada igual à 0,10.

FIGURA 24 – ANÁLISE DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE ESCOAMENTO DE TRONCO (Et) E PRECIPITAÇÃO INTERNA, SEM A PARCELA DA PRECIPITAÇÃO LIVRE

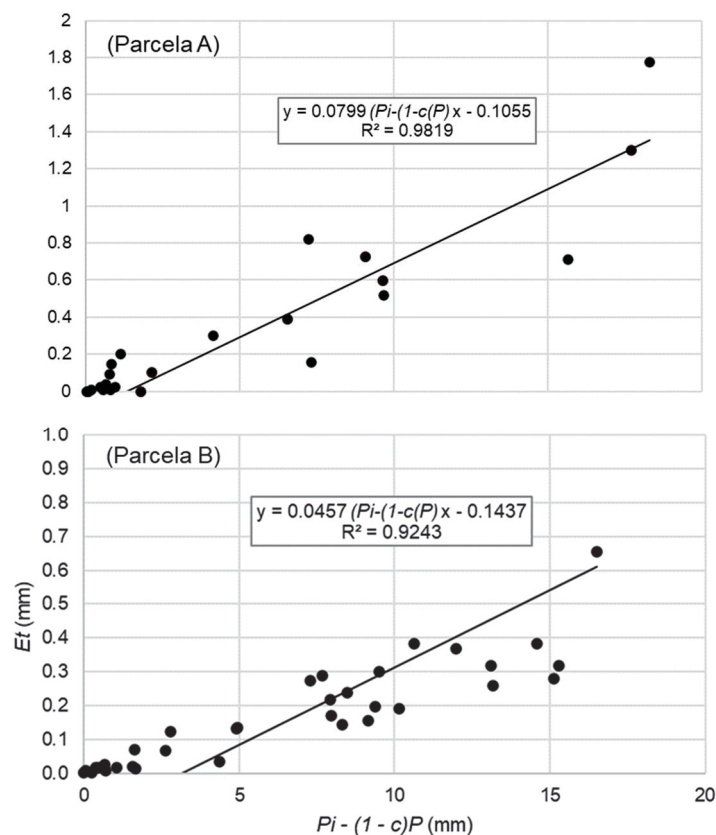


TABELA 11 – PARÂMETROS ESTIMADOS DO MODELO DE RUTTER PARA VEGETAÇÃO ESPARSA

Parcela	Parâmetros				
	C (m ² /m ²)	S (mm)	St (mm)	Pd (mm)	ε (mm)
A	0,86	3,5	0,106	0,074	0,10
B	0,84	4,2	0,144	0,044	0,10

C: Fator de cobertura, S: Capacidade de armazenamento do dossel, St : Capacidade de armazenamento do tronco, Pd : Proporção de água desviada para o tronco e ε Proporção da taxa de evaporação de tronco em relação à evaporação de copa.

No ajuste do modelo foram utilizados intervalos entre mínimos e máximos das estimativas dos parâmetros S e C , considerando os eventos individualmente (Figuras 25 e 26). Os valores de S variaram entre 2,8 mm e 4,3 mm para Parcela “A” e entre 3,2 mm e 5,0 mm Parcela “B”. Os C variaram entre 0,8511 m²/m² e 0,8729 m²/m² para Parcela “A” e entre 0,833 m²/m² e 0,9267 m²/m² para a Parcela “B”.

Aplicando-se os critérios para seleção dos eventos exclusivamente de precipitação totalizou-se 48 eventos. Para a Parcela “A”, 36 deles (75%) contribuíram para *ICA* e 12 (25%) foram gerados exclusivamente pela precipitação pluviométrica. Para a Parcela “B”, 20 eventos (42%) contribuíram para *ICA* e 28 (58%) não apresentaram sua ocorrência (Tabela 11). A precipitação externa medida foi de 2304 mm, com acréscimo de 1896 mm (82%) da *ICA* na Parcela “A” e 214 mm (9%) na Parcela “B”.

TABELA 12 – EVENTOS EXCLUSIVAMENTE DE PRECIPITAÇÃO PARA AS PARCELAS “A” E “B”.

Parcela A													
Evento	Observados				Simulados				Erro				
	P (mm)	Pi (mm)	Et (mm)	Pe (mm)	Pi (mm)	Et (mm)	Pe (mm)	Pi (mm)	Pi (%)	Et (mm)	Et (%)	Pe (mm)	Pe (%)
1	7,6	3,21	0,10	3,31	3,16	0,02	3,18	-0,05	1,6	-0,08	75,6	-0,13	3,9
11	30,2	23,60	1,30	24,90	24,30	1,42	25,72	0,70	3,0	0,11	8,8	0,82	3,3
10	17,0	9,64	0,82	10,47	11,40	0,49	11,89	1,75	18,2	-0,33	39,9	1,42	13,6
24	11,8	5,85	0,30	6,15	7,67	0,34	8,02	1,82	31,2	0,04	13,5	1,87	30,3
33	15,2	11,24	0,73	11,97	10,92	0,54	11,46	-0,32	2,9	-0,19	25,7	-0,51	4,3
36	16,8	12,03	0,60	12,63	11,53	0,58	12,12	-0,50	4,1	-0,01	2,4	-0,51	4,1
44	14,6	8,65	0,39	9,04	10,10	0,47	10,57	1,45	16,8	0,08	21,7	1,54	17,0
49	6,6	1,71	0,09	1,80	2,13	0,00	2,13	0,42	24,9	-0,09	100,0	0,33	18,4
52	26,0	20,09	0,71	20,80	19,14	1,07	20,20	-0,95	4,8	0,35	49,8	-0,60	2,9
75	6,6	1,40	0,02	1,43	3,00	0,03	3,02	1,59	113,4	0,00	21,1	1,60	111,9
89	7,8	2,21	0,01	2,22	2,64	0,00	2,64	0,43	19,5	-0,01	100,0	0,42	19,1
93	5,0	1,51	0,01	1,51	1,17	0,00	1,17	-0,33	22,0	-0,01	100,0	-0,34	22,4
Média	13,2	7,25	0,34	7,59	8,89	0,41	9,29	0,43	17,5	-0,01	32,8	0,38	15,3
Máximo	30,2	23,60	1,30	24,90	24,30	1,42	25,72	1,82	113,4	0,35	100,0	1,87	111,9
Mínimo	5,0	1,40	0,01	1,43	1,17	0,00	1,17	-0,95	1,6	-0,33	2,4	-0,60	2,9

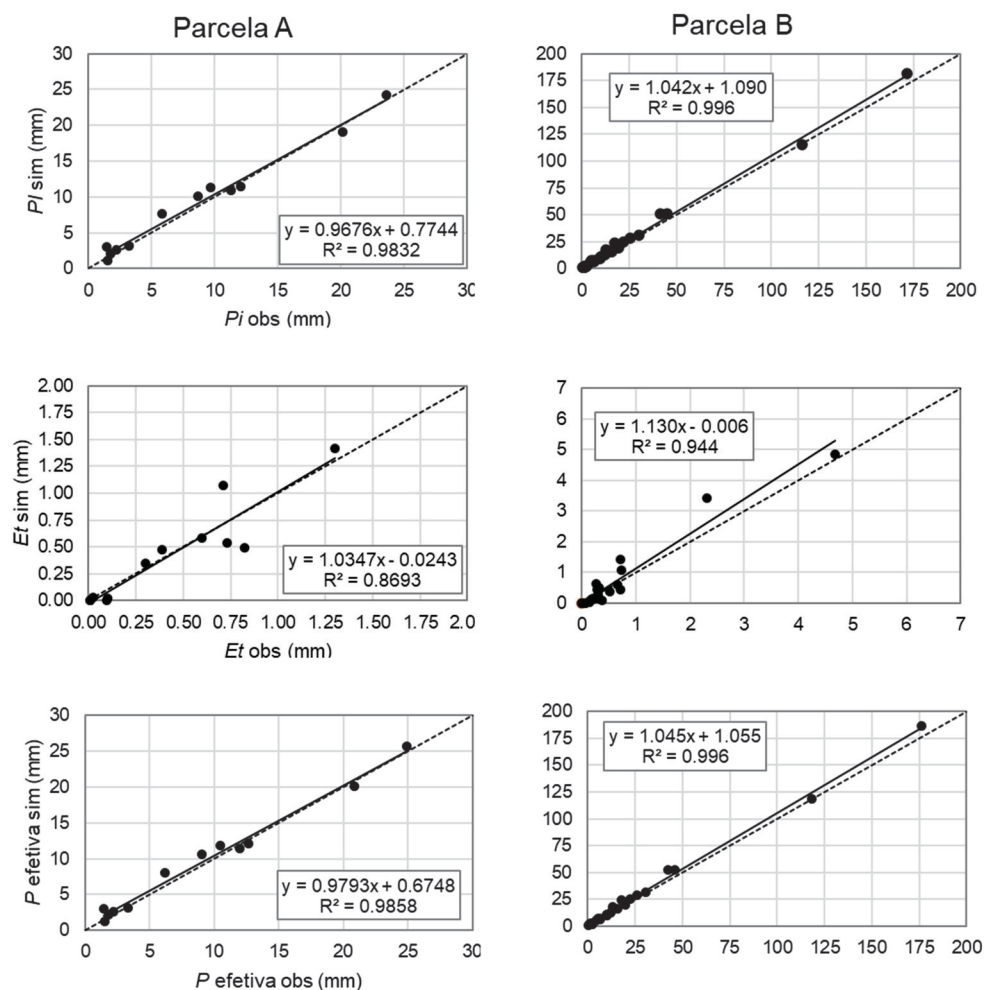
Parcela B													
Evento	Observados				Simulados				Erro				
	P (mm)	Pi (mm)	Et (mm)	Pe (mm)	Pi (mm)	Et (mm)	Pe (mm)	Pi (mm)	Pi (%)	Et (mm)	Et (%)	Pe (mm)	Pe (%)
1	7,6	2,05	0,02	2,07	2,58	0,00	2,58	0,53	25,9	-0,02	100,0	0,51	24,9
7	10,6	6,31	0,13	6,44	6,32	0,04	6,36	0,01	0,2	-0,10	72,8	-0,08	1,3
8	216,0	171,44	4,69	176,12	181,56	4,86	186,42	10,12	5,9	0,18	3,8	10,30	5,8
11	30,2	21,76	0,66	22,41	24,35	0,61	24,97	2,60	11,9	-0,04	6,8	2,55	11,4
15	17,0	5,19	0,12	5,31	7,40	0,02	7,43	2,21	42,5	-0,10	79,6	2,11	39,7
18	8,2	0,78	0,01	0,79	1,36	0,00	1,36	0,58	73,8	-0,01	100,0	0,56	70,9
19	27,4	15,47	0,37	15,84	16,02	0,10	16,12	0,55	3,6	-0,27	73,3	0,28	1,8
20	28,0	18,84	0,32	19,16	21,75	0,50	22,25	2,91	15,4	0,18	57,6	3,09	16,1

21	6,6	1,56	0,03	1,59	1,51	0,00	1,51	-0,05	3,0	-0,03	100,0	-0,07	4,7
23	59,4	41,50	0,71	42,21	51,20	1,42	52,62	9,70	23,4	0,71	99,1	10,41	24,7
24	11,8	6,47	0,14	6,61	7,13	0,06	7,19	0,66	10,2	-0,08	57,3	0,58	8,8
25	6,0	2,35	0,02	2,37	1,93	0,00	1,93	-0,43	18,2	-0,02	100,0	-0,45	18,9
26	12,6	4,30	0,07	4,37	5,37	0,00	5,37	1,07	24,7	-0,07	100,0	1,00	22,8
28	40,0	25,41	0,51	25,92	28,39	0,39	28,79	2,99	11,8	-0,12	22,6	2,87	11,1
33	15,2	9,58	0,29	9,87	10,50	0,16	10,66	0,92	9,6	-0,13	44,5	0,79	8,0
40	25,0	12,71	0,30	13,01	17,70	0,28	17,98	4,99	39,3	-0,02	7,0	4,97	38,2
41	20,2	11,91	0,20	12,11	12,63	0,13	12,76	0,71	6,0	-0,06	32,9	0,65	5,4
43	129,6	116,08	2,31	118,39	115,50	3,43	118,92	-0,58	0,5	1,12	48,3	0,53	0,4
44	14,6	9,81	0,17	9,98	9,65	0,12	9,76	-0,16	1,6	-0,05	31,9	-0,21	2,1
49	6,6	1,37	0,02	1,38	1,47	0,00	1,47	0,10	7,4	-0,02	100,0	0,08	6,1
58	26,0	19,27	0,28	19,55	18,98	0,46	19,44	-0,28	1,5	0,18	64,7	-0,10	0,5
60	65,6	45,06	0,73	45,80	51,16	1,07	52,23	6,09	13,5	0,34	46,0	6,43	14,0
75	6,6	1,27	0,02	1,29	2,33	0,00	2,33	1,06	83,3	-0,02	100,0	1,04	80,9
79	16,2	9,97	0,22	10,19	11,05	0,15	11,19	1,07	10,8	-0,07	33,1	1,00	9,8
80	44,4	30,10	0,71	30,81	31,30	0,44	31,74	1,21	4,0	-0,27	37,9	0,94	3,0
89	7,8	1,76	0,01	1,76	2,07	0,00	2,07	0,31	17,7	-0,01	100,0	0,30	17,2
93	5,0	0,20	0,00	0,20	0,81	0,00	0,81	0,61	315,0	0,00	0,0	0,61	315,0
94	32,4	17,38	0,26	17,64	24,14	0,62	24,76	6,75	38,8	0,36	140,4	7,11	40,3
Média	16,6	9,89	0,21	10,08	10,77	0,12	10,93	0,82	11,8	-0,02	61,2	0,72	11,2
Máximo	216,0	171,44	4,69	176,12	181,56	4,86	186,42	10,12	315,0	1,12	140,4	10,41	315,0
Mínimo	5,0	0,20	0,00	0,20	0,81	0,00	0,81	-0,58	0,2	-0,27	0,0	-0,45	0,4

P= Precipitação total, Pi= Precipitação interna, Et= Escoamento de tronco, Pe= Precipitação efetiva.

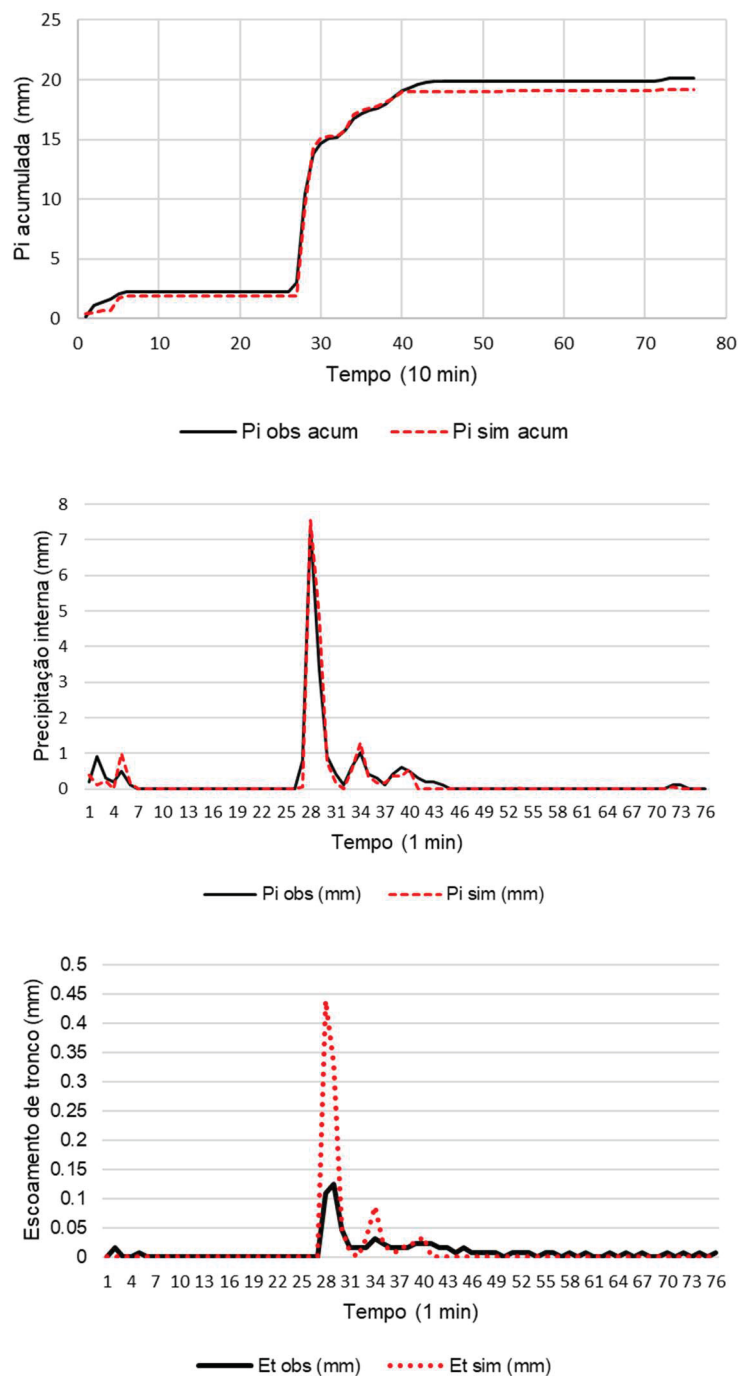
Houve forte relação entre os valores observados e simulados da *Pi* e *Et* (Figura 25), confirmando a eficácia da calibração do Rutter Para a Vegetação Esparsa para eventos sem a contribuição da *ICA* e a robustez das séries de dados observados e, portanto, a possibilidade de sua utilização para separação dos eventos (conforme seu processo de origem). Os R^2 foram inferiores para o *Et* (0,87 para a Parcela “A” e 0,94 para Parcela “B”), quando comparado à relação entre *Pi* obs x *Pi* sim e *Pe* obs x *Pe* sim.

FIGURA 25 – ANÁLISES DE REGRESSÃO LINEAR ENTRE AS TAXAS OBSERVADAS (OBS) E SIMULADAS (SIM), PARA PRECIPITAÇÃO INTERNA (PI), ESCOAMENTO DO TRONCO (ET) E PRECIPITAÇÃO EFETIVA (PE), EM TODOS OS EVENTOS EXCLUSIVAMENTE DE PRECIPITAÇÃO DAS PARCELAS “A” E “B”



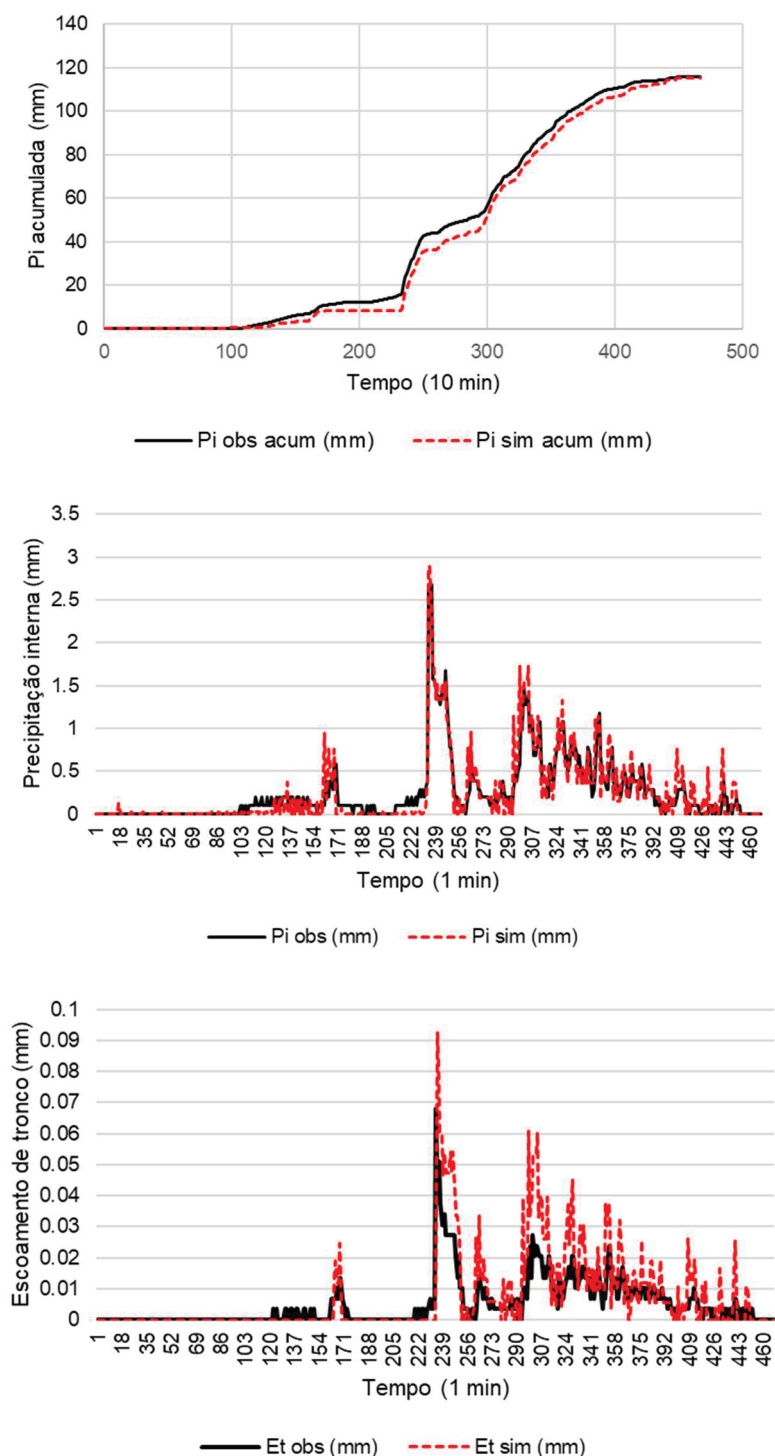
Na Figura 26 tem-se como exemplo de calibração o evento exclusivamente de precipitação número 97 (Parcela “A”), com dados observados e simulados. O modelo apresentou bom ajuste para a precipitação interna e superestimou o escoamento de tronco.

FIGURA 26 – EVENTO DE PRECIPITAÇÃO (NÚMERO 97) COM DADOS OBSERVADOS E SIMULADOS PARA A PARCELA “A”.



Na Figura 27 tem-se como exemplo de calibração o evento exclusivamente de precipitação número 97 (Parcela “B”), com dados observados e simulados. O modelo apresentou bom ajuste para a precipitação interna e superestimou o escoamento de tronco principalmente na segunda metade do evento.

FIGURA 27 – EXEMPLO DE EVENTO PRECIPITAÇÃO (NÚMERO 43) COM DADOS OBSERVADOS E ACUMULADOS PARA A PARCELA “B”.



De maneira geral o modelo descreveu adequadamente os processos, principalmente para o componente precipitação interna (Figuras 26 e 27), mas mostrou-se mais limitado para estimar o escoamento de tronco. Apesar da complexidade desse componente os volumes são menos relevantes e, portanto,

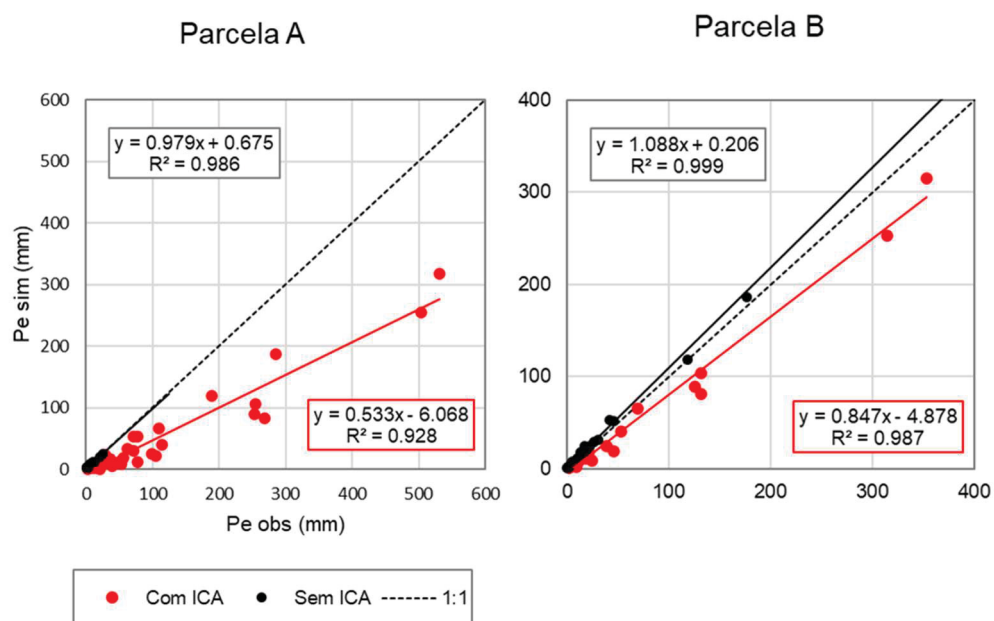
não comprometem o resultado do trabalho. Segundo Santos (2009) este comportamento aponta para uma limitação do modelo de Rutter, que trabalha apenas com a capacidade de armazenamento do reservatório de tronco, sem considerar a altura, inclinação, rugosidade do tronco e sua cobertura por epífitas (briófitas, líquens e bromélias).

3.3.2 Aplicação do modelo Rutter para estimativa da *ICA*

O modelo de Rutter foi calibrado para os eventos pluviométricos sem a presença da condensação atmosférica (Item 3.3.1), para garantir parâmetros com ausência total de contribuição da *ICA*. Com os parâmetros definidos, Rutter foi aplicado nos demais eventos, para permitir a separação dos componentes do processo e estimar a parcela da interceptação, necessária para obtenção da *ICA* em curtos intervalos de tempo (10 min). Os valores da *ICA* foram obtidos subtraindo a *Pe* estimada com o Rutter das *Pe* observadas.

Os coeficientes de determinação indicaram que houve forte relação entre as precipitações efetivas observadas e simuladas nas duas parcelas de monitoramento (Figura 28). Quando os pontos estão próximos da linha 1:1 admite-se que os eventos foram provenientes exclusivamente de precipitação e quando dispersos à direita da linha são provenientes da *ICA* (MACJANNET *et al.*; 2007).

FIGURA 28 – ANÁLISES DE REGRESSÃO DOS EVENTOS EXCLUSIVAMENTE DE PRECIPITAÇÃO E DE PRECIPITAÇÃO COM A CONTRIBUIÇÃO DA ICA, PARA AS PARCELAS “A” E “B”.



As *ICA* ocorrem com frequência e magnitude considerável nos dois locais estudados. Na parcela “A” foi registrado *ICA* em 36 eventos (75% do total de eventos medidos) e representou em média 25,3 mm por evento de precipitação de entrada de água no sistema, proporcional a 44,9 % da precipitação efetiva. Na parcela “B” a *ICA* representou uma entrada adicional de água em 20 eventos (42% do total de eventos medidos) com média de 4,6 mm por evento, proporcional a 16% da precipitação efetiva (Tabela 13).

TABELA 13 – EVENTOS COM A CONTRIBUIÇÃO DA ICA PARA AS PARCELAS “A” E “B”.

Parcela A												
Evento	Observados				Simulados			Erro			ICA (mm)	ICA (%)
	P (mm)	Pi (mm)	Et (mm)	Pe (mm)	Pi (mm)	E (mm)	Pe (mm)	Pi (%)	Et (%)	Pe (%)		
5	6,8	8,38	0,13	8,51	2,92	0,03	2,95	65,1	78,05	65,3	5,56	45,0
7	10,6	8,90	0,16	9,05	6,87	0,30	7,17	22,8	92,75	20,8	1,89	15,1
8	216	269,46	15,57	285,03	177,39	10,32	187,71	34,2	33,72	34,1	97,33	31,1
14	13,6	36,32	2,43	38,74	5,42	0,01	5,43	85,1	99,5	86,0	33,32	71,0
16	13,8	11,81	0,52	12,33	8,47	0,34	8,81	28,3	34,35	28,5	3,51	20,3
17	17	15,47	0,00	15,47	8,18	0,24	8,41	47,1	-	45,6	7,06	29,3
18	8,2	7,63	0,00	7,63	1,97	0,00	1,97	74,1	-	74,1	5,65	40,8
19	27,4	35,39	0,00	35,39	16,46	0,52	16,99	53,5	-	52,0	18,40	40,2
20	28	28,20	0,91	29,11	21,81	1,22	23,03	22,7	33,59	20,9	6,09	17,9
21	6,6	12,73	0,21	12,94	2,10	0,00	2,10	83,5	100	83,7	10,84	62,2
23	59,4	70,40	1,36	71,77	50,36	3,02	53,39	28,5	121,7	25,6	18,38	23,6
26	12,6	15,46	0,88	16,34	5,94	0,18	6,11	61,6	79,62	62,6	10,22	44,8
28	40	66,65	3,92	70,57	28,31	1,20	29,51	57,5	69,38	58,2	41,06	50,7
31	76,6	103,12	5,94	109,05	62,46	3,74	66,21	39,4	36,98	39,3	42,85	35,9
34	26,6	51,81	3,54	55,35	18,03	0,70	18,73	65,2	80,23	66,2	36,62	57,9
40	25	25,30	1,29	26,59	17,81	0,81	18,62	29,6	37,35	30,0	7,97	24,2
41	20,2	26,68	1,43	28,11	12,99	0,43	13,42	51,3	70,05	52,3	14,69	42,1
43	129,6	177,58	10,95	188,53	112,69	6,99	119,68	36,5	36,19	36,5	68,85	34,7
45	117,6	235,60	16,87	252,47	86,17	4,09	90,26	63,4	75,74	64,3	162,21	58,0
48	16,2	48,44	4,96	53,40	8,70	0,30	9,00	82,1	93,88	83,1	44,41	73,3
52	54,4	106,03	7,63	113,66	38,79	1,83	40,62	63,4	76	64,3	73,04	57,3
54	11,8	20,37	1,30	21,67	5,18	0,01	5,19	74,6	99,46	76,1	16,48	58,3
59	17,4	31,59	3,03	34,62	9,12	0,22	9,34	71,1	92,72	73,0	25,28	59,2
60	65,6	71,93	5,51	77,44	50,37	2,53	52,90	30,0	54,15	31,7	24,53	27,2
61	287,4	474,59	28,95	503,53	240,66	14,23	254,88	49,3	50,85	49,4	248,65	46,4
62	138,8	238,91	15,36	254,27	100,79	5,01	105,80	57,8	67,38	58,4	148,47	51,7
64	25	21,87	1,77	23,65	15,09	0,58	15,67	31,0	67,11	33,7	7,97	24,2
65	356,6	501,29	30,06	531,35	299,19	18,03	317,22	40,3	40,02	40,3	214,13	37,5
70	120	254,02	15,15	269,17	79,96	3,71	83,67	68,5	75,51	68,9	185,50	60,7
73	28,6	72,42	4,91	77,33	11,52	0,22	11,74	84,1	95,47	84,8	65,59	69,6
74	5,2	20,15	1,38	21,53	0,77	0,00	0,77	96,2	100	96,4	20,76	80,0
77	36,4	97,51	6,95	104,46	20,28	0,72	21,00	79,2	89,6	79,9	83,46	69,6
79	16,2	16,52	0,94	17,46	11,45	0,54	12,00	30,7	42,05	31,3	5,46	25,2
80	44,4	58,96	3,77	62,73	31,25	1,31	32,55	47,0	65,38	48,1	30,18	40,5
84	17,8	41,83	2,67	44,51	8,36	0,20	8,57	80,0	92,38	80,7	35,94	66,9
89	41,2	92,76	5,89	98,65	24,03	1,07	25,10	74,1	81,86	74,6	73,54	64,1
Média	26,6	41,83	2,67	44,51	16,46	0,58	16,99	57,8	75,7	58,4	25,28	44,9
Máximo	356,6	501,29	30,06	531,35	299,19	18,03	317,22	96,2	121,7	96,4	248,65	80,0
Mínimo	5,2	7,6261	0	7,626	0,7743	0	0,774	22,7	33,6	20,8	1,887	15,1

Parcela B												
Evento	Observados				Estimados			Erro			ICA (mm)	ICA (%)
	P (mm)	Pi (mm)	Et (mm)	Pe (mm)	Pi (mm)	E (mm)	Pe (mm)	Pi (%)	Et (%)	Pe (%)		
5	6,8	8,69	0,07	2,36	0,84	0,00	0,84	64,0	100,0	64,2	1,51	22,5
10	17,0	12,74	0,38	8,76	2,25	0,00	2,25	74,2	100,0	74,4	6,52	48,9
14	13,6	8,98	0,28	5,89	4,35	0,00	4,35	25,8	100,0	26,2	1,54	11,6
16	13,8	10,29	0,24	9,25	4,29	0,00	4,29	52,3	100,0	53,7	4,97	26,8
31	76,6	67,79	1,97	10,53	7,95	0,08	8,03	22,7	68,2	23,7	2,50	15,3
34	26,6	20,52	0,67	24,77	8,42	0,03	8,45	65,5	92,3	65,9	16,32	50,2
36	16,8	12,22	0,19	12,41	11,20	0,20	11,39	8,3	3,3	8,2	1,01	5,7
45	117,6	123,37	2,27	13,12	11,00	0,13	11,13	13,6	65,6	15,1	1,99	10,5
48	16,2	24,42	0,35	11,49	8,86	0,00	8,86	21,8	100,0	22,8	2,62	13,1
52	54,4	52,27	0,89	10,69	7,54	0,00	7,54	28,4	100,0	29,4	3,14	15,0
54	11,8	5,86	0,03	16,55	14,36	0,18	14,54	11,5	44,3	12,1	2,01	7,4
59	17,4	11,33	0,16	21,19	17,82	0,24	18,06	13,2	64,8	14,8	3,14	10,5
61	287,4	308,89	5,28	18,56	10,55	0,00	10,55	41,9	100,0	43,1	8,00	21,9
62	138,8	129,20	2,61	45,29	19,14	0,12	19,27	56,9	86,3	57,5	26,02	41,7
64	25,0	16,23	0,32	38,33	23,86	0,32	24,18	36,4	60,5	36,9	14,15	25,6
65	356,6	346,15	7,07	53,16	39,33	0,63	39,97	24,8	28,7	24,8	13,20	19,5
70	120,0	129,02	2,60	69,76	63,84	1,78	65,62	5,8	9,6	5,9	4,14	5,1
73	28,6	18,17	0,38	125,64	87,90	1,65	89,54	28,8	27,5	28,7	36,10	23,5
77	36,4	44,39	0,90	131,81	102,15	2,03	104,18	20,9	22,2	21,0	27,63	16,6
86	41,2	37,52	0,81	353,22	306,63	8,75	315,38	11,4	23,8	10,7	37,84	9,6
Média	27,6	22,5	0,5	17,6	11,1	0,1	11,3	25,3	66,9	25,5	4,6	16,0
Máximo	356,6	346,1	7,1	353,2	306,6	8,7	315,4	74,2	100,0	74,4	37,8	50,2
Mínimo	6,8	5,9	0,0	2,4	0,8	0,0	0,8	5,8	3,3	5,9	1,0	5,1

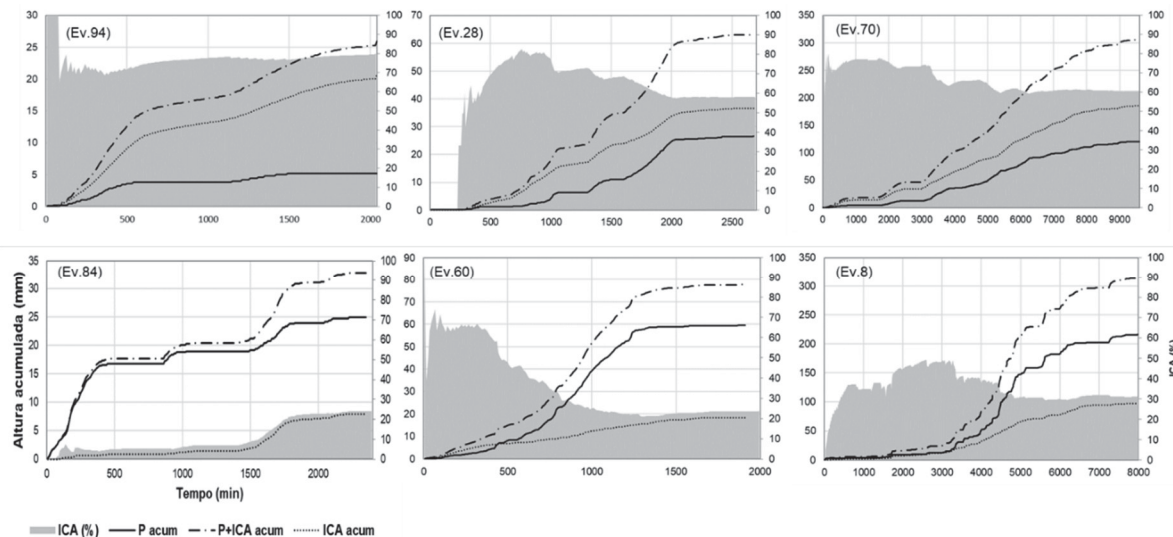
P= Precipitação total, Pi= Precipitação interna, Et= Escoamento de tronco, Pe= Precipitação efetiva.

A *ICA* apresentou variação de magnitude para eventos de altura e duração próximos, e não foi verificado nenhum padrão em relação a precipitação externa (Figuras 29 e 30). A proporção de *ICA* pode ser variável ao longo do evento, mas as condições para ocorrência do fenômeno parecem persistir durante sua duração.

Em alguns eventos da Parcela “A” a *ICA* foi superior aos valores de precipitação externa (medida sem a interferência da vegetação) e, em outras situações, a condição se manteve durante todo o evento (Figura 30). A contribuição da *ICA* na Parcela “B” foi sempre inferior à precipitação externa

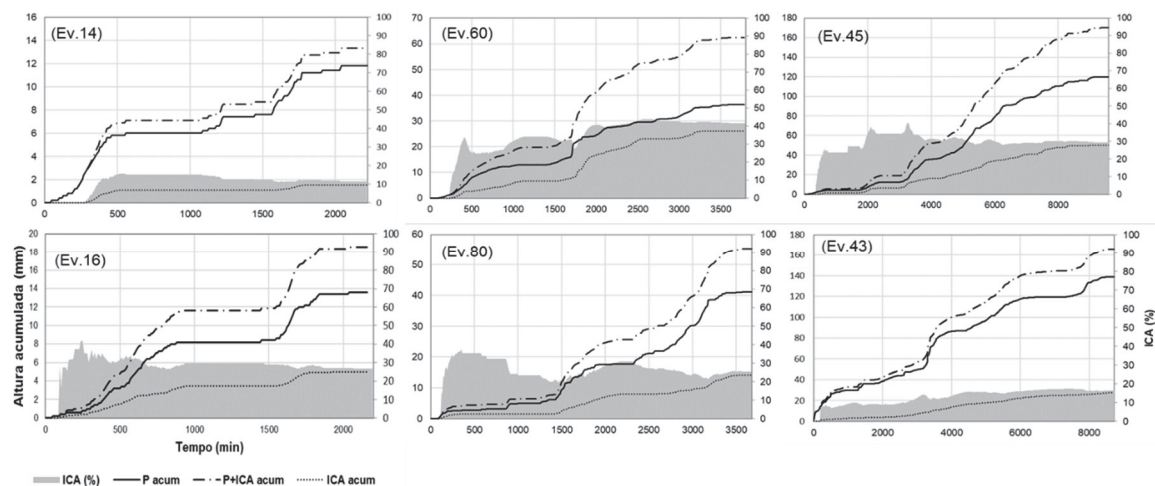
(Figura 30), demonstrando que houve diferenças nas condensações atmosféricas, conforme a posição no terreno nas Parcelas.

FIGURA 29 – EVENTOS COM A CONTRIBUIÇÃO DA ICA NA PARCELA “A”



Ev: evento. ICA: Interceptação da Condensação Atmosférica. P acum: Precipitação externa acumulada.

FIGURA 30 – EVENTOS COM A CONTRIBUIÇÃO DA ICA NA PARCELA “B”.



Ev: evento. ICA: Interceptação da condensação atmosférica. P acum: Precipitação externa acumulada.

3.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O monitoramento em campo da interceptação da precipitação pela vegetação permitiu a estimativa dos componentes com o método do balanço hídrico do dossel. No entanto, a técnica não permitiu a distinção entre os componentes da interceptação da precipitação e da *ICA* em todos os eventos. O modelo Rutter para vegetação esparsa foi calibrado para os eventos pluviométricos sem a presença de nevoeiro para garantir a definição dos valores dos parâmetros com ausência total de contribuição da *ICA*. Com os parâmetros definidos, o modelo foi aplicado nos demais eventos e permitiu a separação dos componentes do processo e estimava da interceptação, necessária para obtenção da *ICA*.

De maneira geral os resultados simulados foram satisfatórios, indicando que o modelo de Rutter para vegetação esparsa descreve adequadamente processos envolvendo a interceptação pelas Florestas Nebulares da Serra do Mar paranaense e pode ser utilizado para separação dos eventos conforme seu processo de origem (exclusivamente precipitação ou precipitação mais *ICA*). O modelo apresentou limitação quanto à descrição do escoamento de tronco, devido à maior complexidade do componente. Contudo, os volumes do escoamento do tronco são bem menores e não comprometem os resultados obtidos.

Respectivamente, os parâmetros calibrados com o modelo de Rutter para vegetação esparsa das Parcelas “A” e “B”, foram: $C = 0,86$ e $0,84 \text{ m}^2/\text{m}^2$; $S = 3,5$ e $4,2 \text{ mm}$; $St = 0,106$ e $0,144 \text{ mm}$; $Pd = 0,074$ e $0,044 \text{ mm}$; $\mathcal{E} = 0,10$ e $0,10 \text{ mm}$.

Verificou-se distintas taxas de *ICA* ao longo da vertente oeste da Serra do Mar paranaense. Na parcela inferior da vertente (“B”; 1150 s.n.m.), para 20 eventos, a contribuição da *ICA* foi de 15% da precipitação efetiva e na parcela superior (“A”; 1300 s.n.m.), para 36 eventos, foi de 89%. Logo, a proximidade do cume e maior grau de exposição ao nevoeiro favorece a ocorrência da *ICA*. A precipitação externa medida foi 2304 mm, a *ICA* contribuiu com 1896 mm (82% da precipitação efetiva) na Parcela “A” e com 214 mm (9% da precipitação efetiva) para na Parcela “B”.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. FAO. p. 300, 1998.
- BRUIJNZEEL, L. A.; MULLIGAN, M.; SCATENA, F. N. Hydrometeorology of tropical montane cloud forests: emerging patterns. **Hydrological Process**. n. 25 p. 465–498, 2011.
- CALDER, I. R. A model of transpiration and interception loss from a Spruce Forest in Plynlimon. Central Wales, **Journal of Hydrology**. n. 33, p. 247-265, 1977.
- CAVALIER, J.; MEJIA, C. A. Climatic factors and tree stature in the elfin cloud forest of Serrania de Macuira, Colombia, **Agricultural and Forest Meteorology**. n. 53 p. 105-123, 1990.
- CHAFFE, P. L. B.; KOBIYAMA, M.; YAMASHIKI, Y.; TAKARA, K. Is interception information important for rainfall-runoff modeling? **Annual Journal of Hydraulic Engineering**. JSCE, v.54, p.73–78, 2010.
- CHÁVEZ, C. V.; LOZA, M. C. A.; SOSA, E. G.; PIÑA, R.; SALINAS, N. M. R. Canopy Storage Implications on Interception Loss Modeling. **American Journal of Plant Sciences**. v.5 (20), p. 3032-3048, 2014.
- CUI, Y.; JIA, L. A modified gash model for estimating rainfall interception loss of forest using remote sensing observations at regional scale. **Water**. v. 6, p. 993-1012, 2014.
- DOMINGUEZ, C. G.; VERA, M. F. G.; CHAUMONT, C.; ET AL. Quantification of cloud water interception in the canopy vegetation from fog gauge measurements. **Hydrological Processes**. n. 31 p. 3191–3205, 2017.
- ELLER, C. B.; MEIRELES, L. D.; STICH, S.; ET AL., How Climate Shapes the Functioning of Tropical Montane Cloud Forests. **Current Forestry Reports**, 2020.
- FIGUEIRA, C.; SEQUEIRA, M. M.; VASCONCELOS, R.; PRADA, S. Cloud Water Interception in the temperate laurel forest of Madeira Island. **Hydrological Sciences Journal**. n. 58 p. 152-161, 2013.
- GASH, J. H. C.; WRIGHT, I. R.; LLOYD, C. R.; Comparative estimates of interception loss from three coniferous forests in Great Britain. **Journal of Hydrology**. v. 48 p. 89-105, 1980.
- GAVAZZI, M. J.; SUN, G.; MCNULTY, S. G.; TREASURE, E. A.; WIGHTMAN, M. G. Canopy rainfall interception measured over ten years in a coastal plain loblolly pine (*Pinus taeda* L.) Plantation. **American Society of Agricultural and Biological Engineers**. v.59 (2), p. 601-610, 2016.
- GIAMBELLUCA, T. W.; DELAY, J. K.; NULLET, M. A.; Interpreting canopy water balance and fog screen observations: separating cloud water from wind-blown rainfall at two contrasting forest sites in Hawai'i. In: BRUIJNZEEL, L. A.; SCATENA, F. N.; HAMILTON, L. S. (Ed.). **Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management**. Cambridge University Press, 2010.

GIGLIO, J. N.; KOBAYAMA, M. Interceptação da chuva: Uma revisão com ênfase no monitoramento em florestas brasileiras. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v.18 (2), p. 297-317, 2013.

HEWLETT, J. D. **Principles of Forest Hydrology**, University of Georgia Press, Athens, GA, 1969.

HOLWERDA, F.; BRUIJNZEEL, L. A.; MUÑOZ-VILLERS, L. E.; EQUIHUA, M.; ASBJORNSEN, H. Rainfall and cloud water interception in mature and secondary lower montane cloud forests, central Veracruz, Mexico. **Journal of Hydrology**. n. 384, p. 84–96, 2010.

HOLWERDA, F.; BURKARD, R.; EUGSTER, W.; SCATENA, F. N.; MEESTERS, A. G. C. A.; BRUIJNZEEL, L. A. Estimating fog deposition at a puerto rican elfin cloud forest site: Comparison of the water budget and eddy covariance methods. *Hydrological Processes*. v. 20 (13), p. 2669–2692, 2006.

HORTON, R. E. Rainfall interception. **Monthly Weather Review**. v. 47 (9), p. 604-623, 1919.

KLINGAMAN, N. P.; LEVIA, D. F.; FROST, E. E. A comparison of three canopy interception models for a leafless mixed deciduous forest stand in the Eastern United States. **Journal of Hydrometeorology**. v. 8 p. 825-836, 2007.

LANGE, D. R.; SANTOS, I. Revisão dos aspectos teóricos e metodológicos da Interceptação da Condensação Atmosférica. **RA'EGA**, v.58, p. 63 – 92, 2023.

LINHOSS, A. C.; SIEGERT, C. M.; A comparison of five forest interception models using global sensitivity and uncertainty analysis. **Journal of Hydrology**. v. 538 p. 109–116, 2016.

LIU, S. A new model for the prediction of rainfall interception in forest canopies, **Ecological Modelling**. v. 99 (2–3), p.151–159, 1997.

MASSMAN, W. J. The derivation and validation of a new model for the interception of rainfall by forests. **Agricultural Meteorology**. v. 28 (3), p. 261–286, 1983.

MONTEITH, J. L. Evaporation and surface temperature, **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 1981.

MUZYLO, A.; LLORENS, P.; VALENTE, F.; KEIZER, J.; DOMINGO, F.; GASH, J. A review of rainfall interception modelling. **Journal of Hydrology**. v. 370 (1), p.191–206, 2009.

NAVAR, J. Fitting rainfall interception models to forest ecosystems of Mexico. **Journal of Hydrology**. n. 548, p. 458–470, 2017.

PALAN, I.; KRECEK, J. Interception and Fog Drip Estimates in Fragmented Mountain Forests. **Environmental Processes**. v. 5, n. 4, p. 727-742, 2019.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(tranpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997.

PONCE, V. M.; HAWKINS, R. H. Runoff curve number: has it reached maturity? **Jornal of Hydrology Engineering**. v. 1 (1), p. 11–19, 1996.

PRYET, A.; DOMÍNGUEZ, C.; TOMAI, P. F.; CHAUMONT, C.; D'OZOUVILLE, N.; VILLACÍS, M.; VIOLETTE, S. Quantification of cloud water interception along the windward slope of Santa Cruz Island, Galapagos (Ecuador). **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 161, p. 94–106, 2012.

RITTER, A.; REGALADO, C.; ASCHAN, G. Fog water collection in a subtropical elfin laurel forest of the Garajonay National Park (Canary Islands): a combined approach using artificial fog catchers and a physically based model. **Journal of Hydrometeorology**. n. 9 (5), p. 920–935, 2008.

RUTTER, A. J.; KERSHAW, K. A.; ROBINS, P. C.; MORTON, A. J. A predictive model of rainfall interception in forests. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican Pine. **Agricultural Meteorology**. n.9, p. 367–384, 1971.

SÁ, J. H. M.; CHAFFE, P. L. B.; OLIVEIRA, D. Y. Análise comparativa dos modelos de Gash e de Rutter para a estimativa da interceptação por Floresta Ombrófila Mista. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v. 20 (4), p. 1008 – 1018, 2015.

SAVENIJE, H. H. Q. The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabular. **Hydrological Processes**. v. 18, p. 1507–1511, 2004.

SANTOS, I. Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica. 167 f, **Tese** (Doutorado em Geografia), Departamento de Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2009.

TEIXEIRA, G. M.; ET AL., Regeneration of tropical montane cloud forests increases water yield in the Brazilian Atlantic Forest. **Ecohydrology**, n. 2298, p. 1-11, 2021.

VALENTE, F.; DAVID, J. S.; GASH, J. H. C. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. **Journal of Hydrology**. v. 190, p. 141–162, 1997.

ZHAN, L.; ET AL., Fog interception maintains a major waterfall landscape in southwest China revealed by isotopic signatures, **Water Resources Research**. p. 1-15, 2020.

CONCLUSÃO GERAL

A *ICA* contribui expressivamente para o balanço hídrico da Floresta Ombrófila Densa, dos patamares Altomontano e Montano da Serra do Mar paranaense, confirmando outros estudos realizados em ambientes similares do planeta que também favorecem a ocorrência do fenômeno.

Em medições abaixo do dossel, a literatura indica que a *ICA* é responsável, em média, por 42% da precipitação efetiva (n:41). As *ICAs* têm alta variação (0,5% e 462%), provavelmente decorrente das características ambientais dos locais amostrados, assim como das variações nos tamanhos das amostras.

A *ICA* é mais comum em bordas continentais e ilhas sujeitas a brisas marítimas. A vegetação local é fundamental na regulação do fornecimento de água para rios e demais fluxos de água no solo.

Os termos utilizados para designar a *ICA* é muito variável na literatura em 31 publicações encontraram-se 14 nomenclaturas, sendo que os mais comuns foram “Cloud Water Interception” (19,4%) e “Fog drip” (16,1%). As florestas de montanha expostas frequentemente ao nevoeiro e favoráveis à ocorrência de *ICA* também apresentam diversas nomenclaturas. Logo, falta padronização técnica na área, que facilite o diálogo entre pesquisadores, governos e sociedade para a descrição de suas pesquisas e atividades.

Pesquisas que utilizam medições do gotejamento do dossel e escoamento de tronco, feitas em calhas e/ou recipientes coletores, são mais eficientes por considerarem a capacidade do arranjo do dossel de interceptar a condensação atmosférica. Logo, recomenda-se a utilização do método do balanço hídrico do dossel que incluam medições de escoamento de tronco, geralmente desconsiderado em estudos da área.

Dos 95 eventos de precipitação, monitorados com a utilização do balanço hídrico do dossel, 50 eventos (53%) foram associados a ocorrência de *ICA* na Parcela “A” e 8 eventos (8%) na parcela “B”. A precipitação externa medida foi 2411 mm, a *ICA* contribuiu com 1775 mm (74%) na Parcela “A” e 185 mm (8%) para na Parcela “B”. As diferenças no balanço hídrico do dossel das

parcelas estudadas deveram-se possivelmente à proximidade da Parcela “A” às áreas de cume, expostas ao nevoeiro.

Os resultados obtidos com o modelo de Rutter para vegetação esparsa foram satisfatórios, descrevendo adequadamente os processos envolvidos na interceptação pelas Florestas Nebulares da Serra do Mar paranaense. O modelo pode ser utilizado para separar os eventos conforme o processo de origem (exclusivamente precipitação ou precipitação mais *ICA*).

Para a parcela “A”, 36 deles (75%) apresentaram a contribuição da *ICA* e 12 (25%) foram gerados exclusivamente pela precipitação pluviométrica e para a parcela “B” foram 20 eventos (42%) com a contribuição da *ICA* e 28 (58%) sem sua ocorrência (n=48). A precipitação externa medida foi 2304 mm, a *ICA* contribuiu com 1896 mm (82% da precipitação efetiva) na Parcela “A” e 214 mm (9% da precipitação efetiva) para na Parcela “B”. O modelo apresentou alguma limitação quanto à descrição do processo de escoamento de tronco. Apesar da complexidade maior desse componente os volumes são menos relevantes e, portanto, não comprometem o resultado.

Apesar da expressiva contribuição da *ICA* para o balanço hidrológico de determinadas regiões, ainda são escassos os estudos sobre o tema no mundo e principalmente no hemisfério sul. Advém assim, a importância da obtenção de dados diretos, para a compreensão dos processos hidrológicos em ambientes de montanha, necessários para conservação e utilização dos recursos ambientais de forma racional.