

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MARCELO NG WEI BAN HUNG



DINÂMICA DA UMIDADE DO SOLO E CRESCIMENTO DO *Pinus taeda* EM BACIA  
EXPERIMENTAL

CURITIBA

2019

MARCELO NG WEI BAN HUNG

DINÂMICA DA UMIDADE DO SOLO E CRESCIMENTO DO *Pinus taeda* EM BACIA  
EXPERIMENTAL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, curso de Mestrado, Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Irani dos Santos

CURITIBA

2019

CATALOGAÇÃO NA FONTE – SIBI/UFPR

---

H936d Hung, Marcelo NG Wei Ban

Dinâmica da umidade do solo e crescimento do pinus taeda em bacia experimental [recurso eletrônico]/ Marcelo NG Wei Ban Hung - Curitiba, 2019.

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação Programa em Geografia, curso de Mestrado, Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Irani dos Santos

1. Solos - umidade. 2. Crescimento (Plantas). 3. Física do solo. I. Santos, Irani dos. II. Título. III. Universidade Federal do Paraná.

CDD 631.432

---

Bibliotecária: Vilma Machado CRB9/1563



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOGRAFIA -  
40001016035P1

## TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **MARCELO NG WEI BAN HUNG**, intitulada: **DINÂMICA DA UMIDADE DO SOLO E CRESCIMENTO DO PINUS TAEDA EM BACIA EXPERIMENTAL.**, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua Aprovação no rito de defesa.

A outorga do título de Mestre 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, 19 de Junho de 2019.

IRANI DOS SANTOS

Presidente da Banca Examinadora

FERNANDO HELMUTH SYRING MARANGON  
Avaliador Externo (UFPR)

JORGE LUIZ MORETTI DE SOUZA  
Avaliador Externo (PGSOLO/UFPR)

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente aos meus pais, Li Aijiao e Ng Wai Hung, bem como a minha irmã, Camila, que sempre me apoiaram em todos os momentos da minha vida.

Ao meu orientador e amigo Irani dos Santos, por me orientar em mais um ciclo, que juntamente com os anos de iniciação científica e trabalho de conclusão de curso, já se somam mais de cinco anos. Destaco especialmente pelo convívio em sala de aula, laboratório e trabalhos de campo, que proporcionaram meu crescimento intelectual como geógrafo.

Ao Laboratório de Hidrogeomorfologia (LHG) e toda sua equipe pela convivência desde 2014, no qual a aprendizagem e troca de experiências foram fundamentais para a realização deste trabalho, em especial ao Daniel Ribeiro Lange, Fernando Helmuth Syring Marangon, Isabela Raquel Ramos Iensen e Lucas Jerszurki, pelos trabalhos de campo, auxílios com os dados monitorados e com o modelo TOPOG-IRM.

Aos amigos que a Geografia me proporcionou, especialmente: Adriano Goulart, Alexei Nowatzki, Carlos Wroblewski, Cesar Augusto Crovador Siefert, Gabriela Goudard, Gilson Bauer Schultz, José Guilherme Oliveira, Leonardo José Cordeiro Santos, Luciane Marcolin, Luciano Mattana Carollo da Luz, Maíra Oneda Dal Pai, Ricardo Michael Pinheiro Silveira e Willian Bortolini. Destaco os momentos durante as aulas, trabalhos de campo, eventos e momentos de lazer.

Ao Daniel Cesar Antunes Paredes do Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar (LabESed) e à Josianne Meyer do Laboratório de Física do Solo da Universidade Federal do Paraná, pelo auxílio com as amostras de solo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CAPES) pela concessão da bolsa de mestrado.

A todos os professores do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Paraná, que de alguma forma contribuíram para a minha formação como Mestre em Geografia.

Por fim, à Universidade Federal do Paraná, ao Setor de Ciências da Terra, ao Departamento de Geografia e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, em especial à Alexandra Aparecida Gama e Luiz Carlos Zem.



Foto de campo no ano de 2018.

*“A natureza deve ser considerada como um todo, mas deve ser estudada em detalhe”.*

*Mário Bunge*

## RESUMO

As vertentes de bacias hidrográficas apresentam heterogeneidade das características do solo, da umidade do solo e do crescimento da vegetação. Para povoamentos com *Pinus taeda*, os estudos indicam que a umidade do solo apresenta relação positiva com o crescimento, mas também que o excesso de umidade do solo pode ser um fator limitante. Além disso, os atributos físico-hídricos do solo também influenciam no crescimento desta espécie. Neste âmbito, a presente pesquisa visou analisar a dinâmica espaço-temporal da umidade do solo e sua influência conjunta com os atributos físico-hídricos do solo no crescimento do povoamento de *Pinus taeda*, na bacia do rio Saci (0,104 km<sup>2</sup>), em Rio Negrinho – SC. Para isto, foi gerado o modelo digital da vegetação (MDV) que apresenta a distribuição espacial da altura da vegetação (por meio de levantamento com VANT), trabalhos de campo para o levantamento dos atributos físico-hídricos do solo, estimativa do volume do tronco da vegetação e medições de umidade do solo com sonda de TDR em um transecto com 13 pontos. Além disso, foi realizado o monitoramento de processos hidrológicos e meteorológicos, modelagem da dinâmica da umidade do solo e sua distribuição espacial com o TOPOG-IRM. Os resultados do MDV e do volume acumulado do tronco demonstraram que o crescimento do *Pinus taeda* apresenta alta heterogeneidade espacial. A areia grossa influenciou diretamente no crescimento do *Pinus taeda* ( $r = -0,75$ ). Em menor proporção, a microporosidade ( $M_i$ ) apresentou correlação positiva ( $r = 0,53$ ) e a macroporosidade ( $M_a$ ) correlação negativa ( $r = -0,58$ ). A dinâmica espaço-temporal da umidade do solo foi simulada de 2013 a 2018 e a calibração do TOPOG-IRM resultou em um COE de 0,74 e  $R^2 = 0,79$ , analisando a vazão observada e simulada. A distribuição espacial das áreas saturadas simuladas variou de 0,22% a 64,30% da área total. Foi realizada a comparação da dinâmica da umidade do solo simulada, com os dados observados em campo oriundos da sonda de TDR, resultando em  $R^2 = 0,63$ . Deste modo, concluiu-se que o TOPOG-IRM simulou adequadamente a dinâmica hidrológica interna da bacia hidrográfica de forma distribuída. Correlacionando o volume do tronco acumulado do *Pinus taeda*, com o tempo em que a umidade do solo permaneceu dentro dos limites da  $M_i$  e  $M_a$ , constatou-se que o maior crescimento do *Pinus taeda* está associado a faixa ideal (faixa de maior crescimento) de permanência no tempo da umidade do solo variando entre os limites da  $M_i$  e  $M_a$ . A faixa ideal foi composta pelos pontos P06 e P02 do transecto, que foram os pontos com os maiores volumes do tronco acumulados (0,110 m<sup>3</sup> e 0,108 m<sup>3</sup>, respectivamente) e apresentaram permanências no tempo de 45,32% e 61,69% com a umidade dentro do limite da  $M_i$ , e 54,68% e 38,31% do tempo dentro do limite da  $M_a$ , respectivamente. Os demais 11 pontos do transecto que ficaram fora da faixa ideal de crescimento do *Pinus*, apresentaram desequilibradas permanências no tempo, onde a umidade do solo permaneceu por mais tempo próxima da saturação do solo e da capacidade de campo. Desta maneira, o excesso de umidade do solo influenciou negativamente no crescimento do *Pinus taeda*. A partir disso, concluiu-se que a umidade do solo foi benéfica para o crescimento do *Pinus taeda*, até o momento em que o seu excesso começou a causar desequilíbrio e problemas no crescimento da vegetação.

**Palavras-chave:** dinâmica da umidade do solo, atributos físico-hídricos do solo, crescimento da vegetação, modelagem hidrogeomorfológica.

## ABSTRACT

The slopes of watershed present heterogeneity of soil characteristics, soil moisture and vegetation growth. For *Pinus taeda* population, the studies indicate that soil moisture are positively related to growth, but also that the excess of soil moisture may be a limiting factor. In addition, the soil physico-hydrical properties also influence the growth of this species. In this context, the present research aimed to analyze the spatial-temporal dynamics of soil moisture and its joint influence with the soil physico-hydrical properties in the growth of the *Pinus taeda* population in the Saci River Watershed (0.104 km<sup>2</sup>), in Rio Negrinho - SC. To this end, a digital vegetation model (DVM) was generated that presents the spatial distribution of the height of vegetation (through a survey with UAV), field work for the survey of the soil physico-hydrical properties, estimate of vegetation trunk volume and measurements of soil moisture with TDR probe in a 13-point transect. In addition, monitoring of hydrological and meteorological processes, modeling of soil moisture dynamics and its spatial distribution with the TOPOG-IRM was carried out. The results of the DVM and the accumulated trunk volume showed that the growth of *Pinus taeda* presents high spatial heterogeneity. The coarse sand directly influenced the growth of *Pinus taeda* ( $r = -0.75$ ). In a smaller proportion, microporosity ( $M_i$ ) showed a positive correlation ( $r = 0.53$ ) and macroporosity ( $M_a$ ) a negative correlation ( $r = -0.58$ ). The space-time dynamics of soil moisture was simulated from 2013 to 2018, where the calibration of TOPOG-IRM resulted in a 0.74 COE and 0.79 R<sup>2</sup>, analyzing the observed and simulated runoff. The spatial distribution of the simulated saturated areas ranged from 0.22% to 64.30% of the total area. The comparison of the simulated soil moisture with the TDR probe data resulted in an 0.63 R<sup>2</sup>, and indicated that the TOPOG-IRM adequately simulated the internal hydrologic dynamics of the watershed in a distributed manner. By correlating the accumulated trunk volume of the *Pinus taeda*, with the time that the soil moisture remained within the limits of  $M_i$  e  $M_a$ , it was observed that the greater growth of the *Pinus taeda* is associated with the ideal range (range of greater growth) of permanence in the time of soil moisture varying between the limits of  $M_i$  and  $M_a$ . The ideal range was composed by the points P06 and P02 of the transect, which were the points with the highest accumulated trunk volumes (0.110 m<sup>3</sup> and 0.108 m<sup>3</sup>, respectively) and presented permanence in time of 45.32% and 61.69% with the soil moisture within the limit of  $M_i$  and 54.68% and 38.31% of the time within the limit of  $M_a$ , respectively. The other 11 points of the transect that were outside the ideal range of *Pinus* growth, presented unbalanced permanences in time, where the soil moisture remained for longer time close to the saturation of the soil and field capacity. In this way, the excess soil moisture influenced negatively the *Pinus taeda* growth. From this, it was concluded that soil moisture was beneficial for the growth of *Pinus taeda*, until the moment when its excess began to cause imbalance and problems in vegetation growth.

**Keywords:** soil moisture dynamics, soil physico-hydrical properties, vegetation growth, hydrogeomorphologic modeling.



## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> Representação hipotética da heterogeneidade das características do solo, da umidade do solo e do crescimento da vegetação em uma vertente. ....	21
<b>Figura 2:</b> Divisão do perfil de solo em zona não saturada (zona vadosa) e zona saturada. ....	24
<b>Figura 3:</b> Curvas de retenção de água no solo em diferentes classes texturais. ....	26
<b>Figura 4:</b> Componentes do ciclo hidrológico. ....	28
<b>Figura 5:</b> Movimento da água no solo. ....	29
<b>Figura 6:</b> (a) Escoamento subsuperficial; (b) escoamento superficial por saturação e escoamento de retorno durante um evento de precipitação. ....	31
<b>Figura 7:</b> Evolução da área variável de afluência no processo de geração do escoamento por saturação durante um evento de precipitação. ....	32
<b>Figura 8:</b> Exemplo de conectividade entre áreas saturadas. ....	33
<b>Figura 9:</b> Exemplo do movimento da água em uma encosta. ....	35
<b>Figura 10:</b> Trajetória dos escoamentos em uma malha de elementos. ....	39
<b>Figura 11:</b> Representação da estrutura do TOPOG-IRM, com destaque para a malha de elementos (A), uma faixa de escoamento representando uma vertente (B) e um único elemento com os processos simulados (C). ....	41
<b>Figura 12:</b> Sonda de TDR TRIME-PICO 64. ....	47
<b>Figura 13:</b> Representação de uma partícula de argila com cargas negativas e com cátions adsorvidos (A); e uma raiz realizando a troca de íons com a partícula de argila (B). ....	50
<b>Figura 14:</b> Absorção de nutrientes pelas raízes das plantas por interceptação, fluxo de massa e difusão. ....	51
<b>Figura 15:</b> Representação da água no solo no estado seco, úmido e saturado. ....	53
<b>Figura 16:</b> Representação das raízes finas do <i>Pinus</i> . ....	54
<b>Figura 17:</b> Método indireto para medição do <i>DAP</i> da vegetação. ....	58
<b>Figura 18:</b> Diferentes medições de altura de uma árvore, onde $h$ é a altura total, $hcb$ é a altura da base da copa, $hc$ é a altura comercial com o diâmetro mínimo comercial ( $dmin$ ). ....	59
<b>Figura 19:</b> Medição da altura da árvore pelo método indireto, onde o instrumento mede os ângulos formados e a altura é determinada por meio da tangente dos ângulos medidos ( $\alpha$ e $\beta$ ) e da distância entre o observador e a árvore ( <i>DOA</i> ). ....	59

<b>Figura 20:</b> Fluxograma com os procedimentos que foram realizados para atingir os objetivos específicos. ....	63
<b>Figura 21:</b> Localização da bacia hidrográfica experimental do rio Saci. ....	64
<b>Figura 22:</b> Vegetação nativa na zona ripária (A); representação do corte do plantio anterior do povoamento de <i>Pinus</i> (B); representação do atual povoamento com cerca de dois anos e meio (C) e o povoamento atualmente (D) na bacia do rio Saci. ....	65
<b>Figura 23:</b> Perfil longitudinal com representação da profundidade da camada de solo, folhelho e arenito no talvegue da bacia do rio Saci. ....	66
<b>Figura 24:</b> Malha de elementos e hipsometria (A), declividade (B), perfil de curvatura (C) e área de contribuição (D) da bacia do rio Saci. ....	67
<b>Figura 25:</b> MDS (A) e MDT (B) área de estudo. ....	69
<b>Figura 26:</b> MDV área de estudo. ....	70
<b>Figura 27:</b> Aplicação do peróxido de hidrogênio (A), método de sedimentação (B) e processo de elutriação (C). ....	72
<b>Figura 28:</b> Secagem das amostras em estufa (A) e amostras com álcool no balão volumétrico (B). ....	73
<b>Figura 29:</b> Saturação das amostras (A) e equilíbrio das amostras na mesa de tensão (B). ....	75
<b>Figura 30:</b> Amostras incineradas em mufla. ....	76
<b>Figura 31:</b> Localização dos pontos de medições com TDR e levantamento de amostras de solo e índice topográfico da bacia experimental do rio Saci. ....	78
<b>Figura 32:</b> Valores de altitude do transecto que compõem os 13 pontos de medições. ....	79
<b>Figura 33:</b> Sonda de TDR TRIME-PICO 64 acoplado em um datalogger GL500-2-1, bateria de 12 V e uma maleta impermeável. ....	80
<b>Figura 34:</b> Curva de calibração da sonda de TDR. ....	80
<b>Figura 35:</b> Sonda de TDR TRIME-PICO 64 realizando medições em campo. ....	81
<b>Figura 36:</b> Estação meteorológica do rio Feio (A) e estruturas utilizadas para medição de vazão (B). ....	82
<b>Figura 37:</b> Precipitação (A), déficit de pressão de vapor (B), radiação incidente global (C) e temperatura máxima e mínima (D) entre 01/01/2013 a 31/12/18. ....	84
<b>Figura 38:</b> Espessura do solo hidrológico da bacia do rio Saci. ....	85
<b>Figura 39:</b> Fluxograma com a relação entre os dados de entrada, principais processos modelados e as saídas do modelo que foram utilizadas neste trabalho. ....	87

<b>Figura 40:</b> Relação entre os valores de <i>DAP</i> e altura em setembro de 2017 (A) e janeiro de 2019 (B). .....	90
<b>Figura 41:</b> Crescimento da altura (A), <i>DAP</i> (B) e volume (C) em 2017 e 2019. ....	92
<b>Figura 42:</b> Relação entre o volume do tronco de 2017 e 2019. ....	92
<b>Figura 43:</b> Dendograma com a relação entre os pontos com base no volume do tronco de 2019 nos 13 pontos do transecto. ....	93
<b>Figura 44:</b> Crescimento do volume do <i>Pinus taeda</i> em relação à sua idade, onde “Todos” representa todos os volumes médios dos trabalhos citados (COUTO e VETTORAZZO, 1999; LEITE et al. 2006; DEDECEK et al. 2008 e LIMA, 2014), juntamente com os valores da presente pesquisa. ....	94
<b>Figura 45:</b> Distribuição espacial da altura do <i>Pinus taeda</i> para fevereiro de 2017. ...	95
<b>Figura 46:</b> Intervalo da altura do <i>Pinus taeda</i> do MDV (A) e curva de permanência do MDV (B) para fevereiro de 2017. ....	96
<b>Figura 47:</b> Umidade volumétrica do solo com sonda de TDR e o desvio padrão para os dias 11/08/17 (A), 20/09/17 (B), 04/10/17 (C), 14/11/17 (D), 22/08/18 (E) e 12/12/18 (F). ....	101
<b>Figura 48:</b> Umidade volumétrica média com sonda de TDR para os dias 11/08/17 (A), 20/09/17 (B), 04/10/17 (C), 14/11/17 (D), 22/08/18 (E) e 12/12/18 (F). ....	102
<b>Figura 49:</b> Intervalo das medições de umidade volumétrica com sonda de TDR nos 13 pontos do transecto. ....	102
<b>Figura 50:</b> Curvas de retenção de água no solo nos 13 pontos do transecto. ....	104
<b>Figura 51:</b> Correlação (Pearson) entre umidade volumétrica com sonda de TDR, $P_a$ e areia fina. ....	106
<b>Figura 52:</b> Correlação (Pearson) entre o volume acumulado do <i>Pinus taeda</i> 2019, $M_i$ e $M_a$ (A) e areia grossa (B). ....	107
<b>Figura 53:</b> Precipitação, vazão simulada e observada. ....	112
<b>Figura 54:</b> Relação entre vazões observadas e simuladas. ....	112
<b>Figura 55:</b> Curva de permanência das vazões observada e simulada. ....	114
<b>Figura 56:</b> Precipitação, umidade volumétrica do solo simulada e observada nos 13 pontos do transecto. ....	116
<b>Figura 57:</b> Relação entre a umidade volumétrica do solo observada e simulada nos 13 pontos do transecto. ....	118

<b>Figura 58:</b> Dinâmica das áreas saturadas em relação à vazão simulada e observada. .....	119
<b>Figura 59:</b> Distribuição espacial das áreas saturadas simuladas pelo TOPOG-IRM na bacia do rio Saci. ....	120
<b>Figura 60:</b> Curva de permanência das áreas saturadas. ....	121
<b>Figura 61:</b> Distribuição espacial do armazenamento de água no solo simulado pelo TOPOG-IRM na bacia do rio Saci. ....	122
<b>Figura 62:</b> Dinâmica da umidade volumétrica do solo nos 13 pontos do transecto. .....	124
<b>Figura 63:</b> Intervalo da umidade volumétrica do solo entre 2013 e 2018 nos 13 pontos do transecto. ....	128
<b>Figura 64:</b> Curvas de permanência da umidade volumétrica do solo nos 13 pontos do transecto. ....	129
<b>Figura 65:</b> Relação entre o volume acumulado do <i>Pinus taeda</i> e a média da umidade volumétrica do solo (A), umidade do solo em 50% do tempo (B), permanência no tempo da umidade saturada (C), média da $P_a$ (D) e permanência no tempo da $P_a$ abaixo de 10% (E).....	132
<b>Figura 66:</b> Relação entre a altura do <i>Pinus taeda</i> no MDV e a média da umidade volumétrica do solo (A), umidade do solo em 50% do tempo (B), permanência no tempo da umidade saturada (C), média da $P_a$ (D) e permanência no tempo da $P_a$ abaixo de 10% (E).....	133
<b>Figura 67:</b> Relação entre o volume do tronco acumulado do <i>Pinus teada</i> e a permanência no tempo da umidade volumétrica do solo dentro da $M_a$ e $M_i$ nos 13 pontos do transecto.....	134

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1:</b> Constante dielétrica de alguns elementos do solo. ....	48
<b>Tabela 2:</b> Parâmetros do solo no TOPOG-IRM. ....	86
<b>Tabela 3:</b> Parâmetros da vegetação no TOPOG-IRM.....	87
<b>Tabela 4:</b> Valores médios de <i>DAP</i> e altura do <i>Pinus taeda</i> nos 13 pontos do transecto. ....	89
<b>Tabela 5:</b> Volume do <i>Pinus taeda</i> para setembro de 2017 e janeiro de 2019 e incremento anual nos 13 pontos do transecto. ....	91
<b>Tabela 6:</b> Resultados da análise granulométrica do solo e concentração de matéria orgânica nos 13 pontos do transecto. ....	97
<b>Tabela 7:</b> Resultados das análises dos atributos físico-hídricos do solo nos 13 pontos do transecto. ....	98
<b>Tabela 8:</b> Matriz de correlação (Pearson) entre os atributos físico-hídricos do solo nos 13 pontos do transecto.....	99
<b>Tabela 9:</b> Correlação entre volume acumulado do <i>Pinus taeda</i> em 2019 e os atributos físico-hídricos do solo. ....	106
<b>Tabela 10:</b> Volume acumulado do <i>Pinus taeda</i> em ordem decrescente e quantidade de medições de umidade volumétrica na microporosidade e macroporosidade. ....	108
<b>Tabela 11:</b> Correlação entre volume acumulado do <i>Pinus taeda</i> 2019, a umidade volumétrica do solo por meio de TDR e a porosidade de aeração ( <i>Pa</i> ).....	109
<b>Tabela 12:</b> Correlação entre MDV do <i>Pinus taeda</i> (altura) e os atributos físico-hídricos do solo. ....	110
<b>Tabela 13:</b> Correlação entre o MDV do <i>Pinus taeda</i> (altura), a umidade volumétrica do solo por meio de TDR e a porosidade de aeração ( <i>Pa</i> ).....	110
<b>Tabela 14:</b> Comparação entre a vazão observada e simulada. ....	115
<b>Tabela 15:</b> Volume do tronco acumulado do <i>Pinus taeda</i> em ordem decrescente, média da umidade volumétrica do solo, umidade em 50% do tempo, média da <i>Pa</i> , permanência no tempo da <i>Pa</i> abaixo de 10%, da umidade saturada, umidade dentro da <i>Ma</i> e <i>Mi</i> .....	131

## LISTA DE SÍMBOLOS

<b>Símbolo</b>	<b>Descrição</b>	<b>Grandeza</b>
$A_{can}$	Albedo do dossel	Adimensional
$A_{Soil}$	Albedo do Solo	Adimensional
$b$	Largura do elemento	Comprimento
$C$	Parâmetro de forma relacionado à textura e estrutura do solo	Adimensional
$Canoph$	Altura do solo ao centro de gravidade do dossel da vegetação	Comprimento
$CAP$	Circunferência na altura do peito	Comprimento
$CC_{max}$	Condutância estomática máxima do dossel	Comprimento
$COE$	Coefficiente de eficiência	Adimensional
$c_p$	Calor específico da pressão constante do ar	Comprimento / Tempo
$C_s$	Fração molar de CO <sub>2</sub> do ar na superfície do dossel	Comprimento / Tempo
$d$	Altura de deslocamento a partir da superfície da equação de resistência aerodinâmica	Altura
$D$	Difusividade	Adimensional
$DAP$	Diâmetro à altura do peito	Comprimento
$D_a$	Déficit de pressão de vapor do ar acima da camada de dossel	Comprimento / Tempo
$D_c$	Déficit de pressão de vapor	Comprimento / Tempo
$D_{c0}$	Coefficiente empírico da equação de resistência da superfície	Adimensional
$D_{eq}$	Déficit de saturação de equilíbrio	Comprimento / Tempo
$D_m$	Coefficiente de difusão molecular para o vapor da água	Adimensional
$d_{min}$	Diâmetro mínimo comercial	Comprimento
$D_p$	Densidade de partículas	Comprimento
$D_s$	Densidade do solo	Comprimento
$e_a$	Pressão de vapor no ar acima da superfície	Comprimento / Tempo
$e_s$	Pressão de saturação de vapor	Comprimento / Tempo

$ET$	Evapotranspiração	Comprimento / Tempo
$g_s$	Condutância estomática	Comprimento
$g_o$	Condutância estomática residual	Comprimento
$h$	Altura total da árvore	Altura
$H$	Espessura da camada saturada	Altura
$k$	Constante de von Karman	Adimensional
$K$	Condutividade hidráulica do solo	Comprimento / Tempo
$K_a$	Constante dielétrica aparente	Tensão elétrica
$K_s$	Condutividade hidráulica saturada	Comprimento / Tempo
$l$	Profundidade da camada de solo no ponto de murcha	Altura
$L$	Comprimento da haste	Comprimento
$LAI$	Índice de área foliar	Proporção
$L_{ex}$	Coefficiente de extinção da luz através do dossel	Adimensional
$LWP_{max}$	Potencial hídrico máximo do solo no ponto de murcha permanente	Comprimento
$M$	Coefficiente angular da relação do déficit de pressão de vapor em função da condutância estomática	Adimensional
$m$	Declividade do elemento	Altura / Comprimento
$M_a$	Macroporosidade do solo	Comprimento
$m_c$	Massa do conjunto amostra, cilindro, tecido e elástico após o equilíbrio	Comprimento
$M_i$	Microporosidade do solo	Comprimento
$CMO$	Concentração de matéria orgânica do solo	Comprimento
$m_r$	Massa do resíduo após a incineração em mufla	Comprimento
$m_s$	Massa sólida seca	Comprimento
$m_u$	Massa total úmida	Comprimento
$\theta$	Umidade volumétrica do solo	Comprimento / Tempo
$\theta_d$	Umidade volumétrica do solo no ponto de murcha	Comprimento / Tempo
$\theta_r$	Umidade volumétrica residual	Comprimento / Tempo
$\theta_s$	Umidade volumétrica saturada do solo	Comprimento / Tempo
$\Omega_c$	Coefficiente de desacoplamento	Adimensional

$q$	Fluxo vertical de água	Altura
$q_{out}$	Escoamento lateral subsuperficial de cada elemento	Altura
$r_i$	Biomassa das raízes	Comprimento
$r_a$	Resistência aerodinâmica	Comprimento / Tempo
$RH$	Umidade relativa do ar	Comprimento / Tempo
$R_{max}$	Profundidade máxima do sistema radicular	Comprimento
$R_n$	Radiação líquida	Comprimento / Tempo
$r_s$	Resistência da superfície	Comprimento
$rootfn$	Função de densidade radicular	Adimensional
$RWUP$	Potencial total de captação de água pelas raízes	Proporção
$s$	Inclinação da curva de pressão de vapor de saturação	Altura / Comprimento
$T$	Temperatura do ar	Comprimento / Tempo
$\bar{T}$	Ponto de compensação de CO <sub>2</sub>	Adimensional
$T$	Fator de tortuosidade	Adimensional
$t$	Intervalo de tempo da simulação	Tempo
$t_i$	Absorção de água em cada camada do solo discretizada	Comprimento / Tempo
$p$	Porosidade do solo	Comprimento
$\rho$	Densidade do ar	Comprimento / Tempo
$P_a$	Porosidade de Aeração	Comprimento / Tempo
$P_t$	Porosidade total	Comprimento
$Q_{med}$	Vazão média observada	Volume /Tempo
$Q_{obs}$	Vazão observada	Volume /Tempo
$Q_{sim}$	Vazão simulada	Volume /Tempo
$R_{int}$	Coefficiente de interceptação da chuva pelo dossel	Proporção
$U$	Transformação de Kirchhoff	Adimensional
$u$	Velocidade do vento na altura de referência $z$	Comprimento
$V_b$	Volume total aferido do balão	Volume
$V_p$	Velocidade de propagação de 99% da velocidade da luz ( $3 \cdot 10^8$ m/s <sup>-1</sup> )	Comprimento
$V_t$	Volume total do tronco	Volume



$V_a$	Volume total da amostra	Volume
$V_u$	Volume de álcool etílico utilizado para completar o balão	Volume
$\lambda_c$	Escala de comprimento capilar do solo	Comprimento
$\psi$	Potencial hídrico	Comprimento
$\psi_i$	Potencial total (matricial e osmótico)	Comprimento
$\psi_m$	Potencial matricial	Comprimento
$\psi_T$	Potencial total	Comprimento
$\Delta X$	Distância percorrida pela onda eletromagnética	Comprimento
$\Delta z_i$	Profundidade da camada de solo discretizada	Altura
$\gamma$	Constante psicométrica	Adimensional
$z$	Profundidade do solo positiva para baixo	Altura
$z_m$	Altura da medida da velocidade do vento	Altura
$z_0$	Comprimento da rugosidade do dossel da vegetação	Comprimento

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	20
<b>2. PROBLEMA DE PESQUISA</b> .....	23
<b>3. OBJETIVOS</b> .....	23
3.1. OBJETIVO GERAL .....	23
3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	23
<b>4. REFERENCIAL TEÓRICO</b> .....	24
4.1. ATRIBUTOS FÍSICO-HÍDRICOS DO SOLO .....	24
4.2. DINÂMICA DA UMIDADE DO SOLO .....	28
4.3. MODELAGEM HIDROGEOMORFOLÓGICA COM O <i>TOPOGRAPHY MODEL - INTEGRATED RATE METHODOLOGY</i> (TOPOG-IRM) .....	36
4.4. UMIDADE DO SOLO POR MEIO DE REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO (TDR) .....	46
4.5. RELAÇÃO ENTRE A UMIDADE, OS ATRIBUTOS FÍSICO-HÍDRICOS DO SOLO E O CRESCIMENTO DO <i>Pinus taeda</i> .....	49
4.6. ARBORIMETRIA NÃO DESTRUTIVA E ESTIMATIVA DO VOLUME DO <i>Pinus taeda</i> .....	57
<b>5. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS</b> .....	63
5.1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	64
5.2. ESTIMATIVA DO VOLUME DO TRONCO DO <i>Pinus taeda</i> E ESPACIALIZAÇÃO DO MODELO DIGITAL DA VEGETAÇÃO (MDV).....	68
5.3. LEVANTAMENTO DOS ATRIBUTOS FÍSICO-HÍDRICOS DO SOLO.....	71
5.3.1. TEXTURA.....	71
5.3.2. DENSIDADE DO SOLO.....	72
5.3.3. DENSIDADE DE PARTÍCULAS.....	73
5.3.4. POROSIDADE TOTAL E POROSIDADE DE AERAÇÃO .....	74
5.3.5. MICROPOROSIDADE .....	74

5.3.6. MACROPOROSIDADE.....	75
5.3.7. UMIDADE VOLUMÉTRICA .....	75
5.3.8. CONCENTRAÇÃO DE MATÉRIA ORGÂNICA.....	76
5.3.9. CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA, CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA NO SOLO E ÁGUA DISPONÍVEL.....	77
5.4. MEDIÇÕES DE UMIDADE DO SOLO E MONITORAMENTO HIDROLÓGICO .....	77
5.5. DADOS DE ENTRADA E CALIBRAÇÃO DO TOPOG-IRM .....	82
5.6. ANÁLISE DA MODELAGEM DO TOPOG-IRM .....	88
<b>6. RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>89</b>
6.1. HETEROGENEIDADE DO CRESCIMENTO DO <i>Pinus taeda</i> .....	89
6.2. ATRIBUTOS FÍSICO-HÍDRICOS DO SOLO E CRESCIMENTO DO <i>Pinus taeda</i> .....	96
6.3. MODELAGEM DA DINÂMICA DA UMIDADE DO SOLO COM O TOPOG-IRM .....	111
6.3.1. ANÁLISE DA SIMULAÇÃO DO TOPOG-IRM.....	111
6.3.2. DINÂMICA ESPAÇO-TEMPORAL DA UMIDADE DO SOLO .....	118
6.4. DINÂMICA DA UMIDADE DO SOLO E CRESCIMENTO DO <i>Pinus taeda</i> ...	123
<b>7. CONCLUSÕES .....</b>	<b>137</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>140</b>
<b>APÊNDICE A – DISPERSÃO DOS VALORES DOS PARÂMETROS DO SOLO NAS SIMULAÇÕES COM O TOPOG-IRM.....</b>	<b>152</b>
<b>APÊNDICE B – VALORES DE DAP, ALTURA E VOLUME DO <i>Pinus taeda</i>.....</b>	<b>157</b>
<b>APÊNDICE C – MEDIÇÕES DE UMIDADE VOLUMÉTRICA COM SONDA DE TDR .....</b>	<b>160</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A dinâmica espaço-temporal da umidade do solo pode ser influenciada por múltiplos fatores, tais como: o uso da terra, características do relevo (declividade, elevação e orientação das vertentes), atributos físico-hídricos do solo, profundidade do nível freático e as condições climáticas locais como a quantidade, variabilidade e tempo entre eventos de precipitação, radiação solar e temperatura. (REYNOLDS, 1970; QIU *et al.* 2001; MEDEIROS *et al.* 2007).

A umidade do solo é composta por água e íons que em determinadas condições ambientais, pode preencher todos os poros do sistema poroso e ocasionar a saturação do solo (zona saturada), ou parcialmente (zona não saturada), onde apenas parte do sistema poroso é preenchido com água e a outra parte é ocupada por ar (porosidade de aeração). A porosidade de aeração permite a troca do oxigênio do ar com o dióxido de carbono gerado pela vegetação no processo de respiração, no qual é usado para gerar energia para a planta (BRADY e WEIL, 2013).

O equilíbrio entre a água e o ar no solo é necessário para um adequado suprimento das plantas e constitui-se como um dos mais importantes fatores do solo que influenciam no crescimento da vegetação (PREVEDELLO e ARMINDO, 2015). Caso os poros sejam ocupados totalmente pela água, o perfil do solo ficará totalmente saturado e as plantas não terão oxigênio suficiente para realizar o processo de respiração. Quando ocorrer o inverso, a falta de água acarretará conseqüentemente na falta de nutrientes.

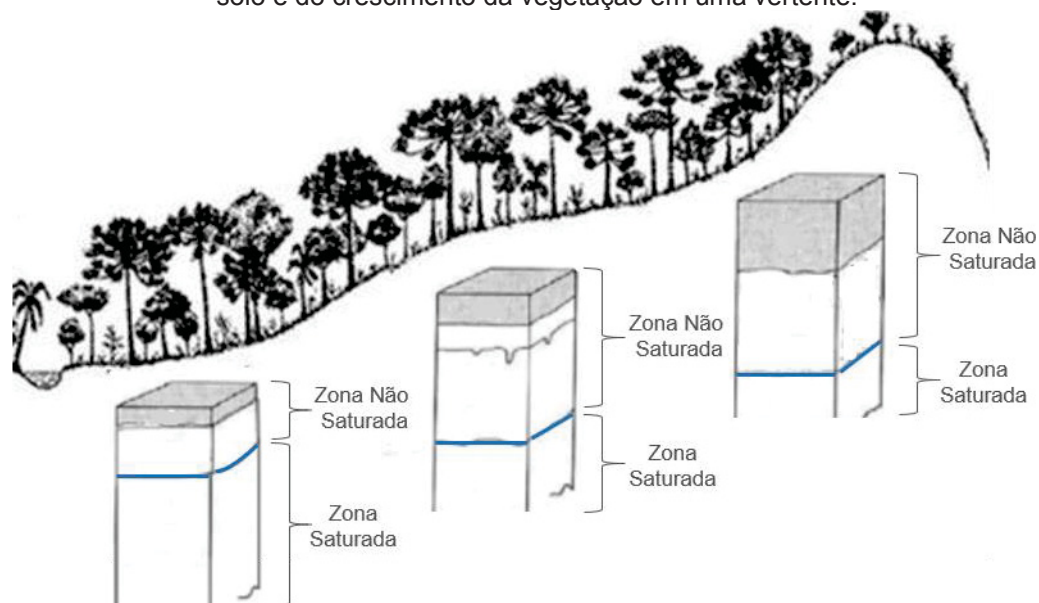
Os poros possuem a finalidade de absorver a água da precipitação e armazená-la para que ela possa ser utilizada pelas raízes das plantas. A vegetação necessita de um fluxo contínuo de água para refrigeração, transporte de nutrientes e realizar o processo de fotossíntese. Como a precipitação possui uma variabilidade espacial e temporal, a capacidade de armazenamento da água no solo é essencial para a sobrevivência da vegetação (BRADY e WEIL, 2013).

Para o crescimento eficaz da vegetação é necessário ter um equilíbrio entre todos os nutrientes presentes no solo em quantidades balanceadas e possuir formas e ambientes adequados como temperatura, umidade e aeração. A partir destas premissas, pode-se abordar a heterogeneidade espacial do crescimento da vegetação, visto que na escala de vertente e pequenas bacias hidrográficas, as condições de umidade, aeração, temperatura e nutrientes do solo apresentam

variação significativa no tempo e no espaço (WATZLAWICK, 2003; VOGEL, 2006; SILVEIRA, *et al.* 2008; LEPSCH, 2013; MCDONNELL, 2013).

As vertentes de bacias hidrográficas apresentam heterogeneidade das características do solo, da umidade do solo e do crescimento da vegetação (Figura 1). O presente estudo aborda o crescimento vegetacional do povoamento de *Pinus taeda* com idade aproximada de cinco anos e meio, plantadas no mesmo período com mudas clones e com as mesmas condições de espaçamento e adubação na bacia hidrográfica experimental do rio Saci, em Rio Negrinho – SC. Apesar destas condições semelhantes, nota-se que as árvores apresentam desenvolvimento espacialmente heterogêneo na bacia. Deste modo, buscou-se responder à pergunta que norteou o presente trabalho: como a dinâmica espaço-temporal da umidade e os atributos físico-hídricos do solo influenciam no crescimento do *Pinus taeda*?

**Figura 1:** Representação hipotética da heterogeneidade das características do solo, da umidade do solo e do crescimento da vegetação em uma vertente.



Fonte: O autor.

Destaca-se que é complexo analisar os processos dominantes que influenciam na dinâmica da umidade do solo, em consequência da heterogeneidade e diversidade das condições ambientais da paisagem (ÁVILA *et al.* 2011). Alguns estudos (p. ex. DOLDAN, 1990; CORREIA *et al.* 1996; MORRIS *et al.* 2006; DEDECEK *et al.* 2008), analisaram a relação entre a umidade do solo e o crescimento do *Pinus taeda*, onde verificaram que os solos com maiores teores de água estão relacionados com o maior crescimento desta espécie. Por outro lado, Santos Filho e

Rocha (1987) e Bognola *et al.* (2010), constataram que o excesso de umidade do solo desfavoreceu o crescimento do *Pinus taeda*. Além disso, os trabalhos citados também destacam que os atributos físico-hídricos do solo como a textura (quantidade de areia, silte e argila), concentração de matéria orgânica, capacidade de campo, água disponível para as plantas, microporosidade e macroporosidade, são fatores que podem influenciar no crescimento desta espécie.

A partir disso, o objetivo deste trabalho visou analisar a dinâmica espaço-temporal da umidade do solo e sua influência conjunta com os atributos físico-hídricos do solo no crescimento do *Pinus taeda* na bacia do rio Saci. Para isto, foi realizado o monitoramento de processos hidrogeomorfológicos e meteorológicos, simulação da dinâmica da umidade do solo e sua distribuição espacial, além do levantamento em campo dos atributos físico-hídricos do solo e da heterogeneidade espacial da vegetação. Por meio de veículo aéreo não tripulado (VANT) foi gerado o modelo digital da vegetação (MDV), onde os valores da altura das árvores foram extraídos de forma distribuída.

O modelo hidrogeomorfológico utilizado foi o *Topography Model - Integrated Rate Methodology* (TOPOG-IRM), que simula a dinâmica espacial e temporal da água em bacias hidrográficas heterogêneas, sendo um modelo qualificado para reproduzir o balanço hídrico de forma distribuída (ZHANG *et al.* 1996; VERTESSY *et al.* (1996); DAWES *et al.* 1997; VERTESSY e ELSENBEER, 1999 e MARANGON, 2013). Também foi realizado o monitoramento do nível da água no exutório da bacia e medições da umidade do solo com sonda de reflectometria no domínio do tempo (TDR), para avaliar os resultados gerados pelo TOPOG-IRM. Por fim, os resultados da dinâmica da umidade e os atributos físico-hídricos do solo foram correlacionados com a heterogeneidade espacial do crescimento do *Pinus* levantada em campo e com o MDV.

## 2. PROBLEMA DE PESQUISA

Como a dinâmica espaço-temporal da umidade e os atributos físico-hídricos do solo influenciam no crescimento do *Pinus taeda*?

## 3. OBJETIVOS

### 3.1. OBJETIVO GERAL

Analisar a dinâmica espaço-temporal da umidade do solo e sua influência conjunta com os atributos físico-hídricos do solo no crescimento do *Pinus taeda*, por meio de monitoramento, modelagem hidrogeomorfológica, levantamentos em campo e modelo digital da vegetação.

### 3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- 1) Analisar a heterogeneidade espacial do crescimento do *Pinus taeda* com levantamentos de campo e modelo digital da vegetação;
- 2) Analisar a relação entre os atributos físico-hídricos de solo e o crescimento do *Pinus taeda*;
- 3) Determinar a dinâmica espaço-temporal da umidade do solo e sua influência na heterogeneidade espacial do crescimento do *Pinus taeda*.

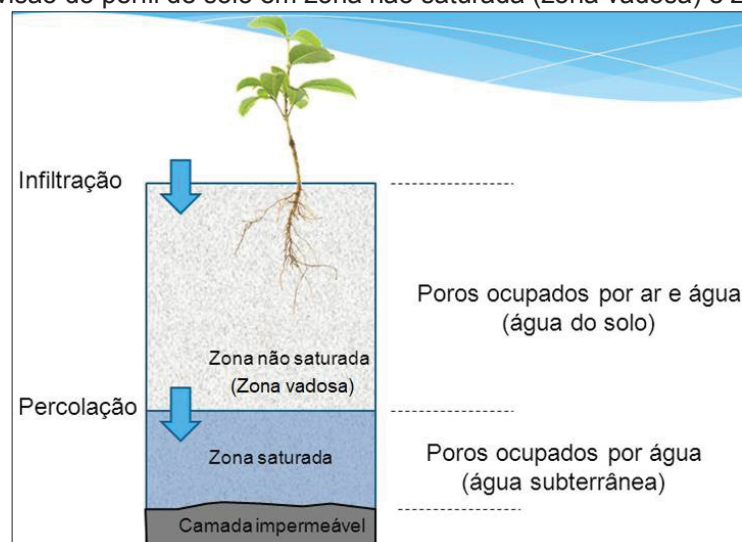
## 4. REFERENCIAL TEÓRICO

### 4.1. ATRIBUTOS FÍSICO-HÍDRICOS DO SOLO

Conforme Beven (2006), a heterogeneidade das características dos diferentes tipos de solo implica em grandes dificuldades no que se refere ao entendimento da relação entre o armazenamento e o escoamento da água na paisagem. Segundo Franchini *et al.* (1996), do ponto de vista hidrológico, o perfil de solo pode ser dividido em duas zonas (Figura 2): a zona não saturada ou zona vadosa, que se localiza entre a superfície do solo até o nível freático; e a zona saturada, que é limitada superiormente pela superfície do nível freático e sujeita à pressão atmosférica, onde a água preenche todos os poros.

Na zona não saturada os poros são preenchidos por água e ar, visto que o percentual de cada um deles varia conforme a precipitação e os atributos físicos do solo. A infiltração da água na superfície do solo para o seu interior depende principalmente do estado da superfície do solo, da precipitação, das características físico-hídricas do solo e da quantidade de água e ar inicialmente presente no solo (COLLISCHONN e DORNELLES, 2013).

**Figura 2:** Divisão do perfil de solo em zona não saturada (zona vadosa) e zona saturada.



**Fonte:** Adaptado de Collischonn e Dornelles (2013).

A dinâmica da água no solo é influenciada pela distribuição do sistema poroso, estando relacionada principalmente com a pressão capilar e a textura do solo.



Geralmente, em solos arenosos ocorre a predominância de poros de grandes dimensões (macroporos: maiores que 0,05 mm), no qual acarreta em menor capacidade de retenção da água e gera boa drenagem (BRADY e WEIL, 2013; EMBRAPA, 2017). Por outro lado, em solos argilosos ocorre o contrário, a maior presença de poros com pequenas dimensões (microporos: menores que 0,05 mm) gera grande capacidade de retenção da água (SILVEIRA *et al.* 1993; EMBRAPA, 2017).

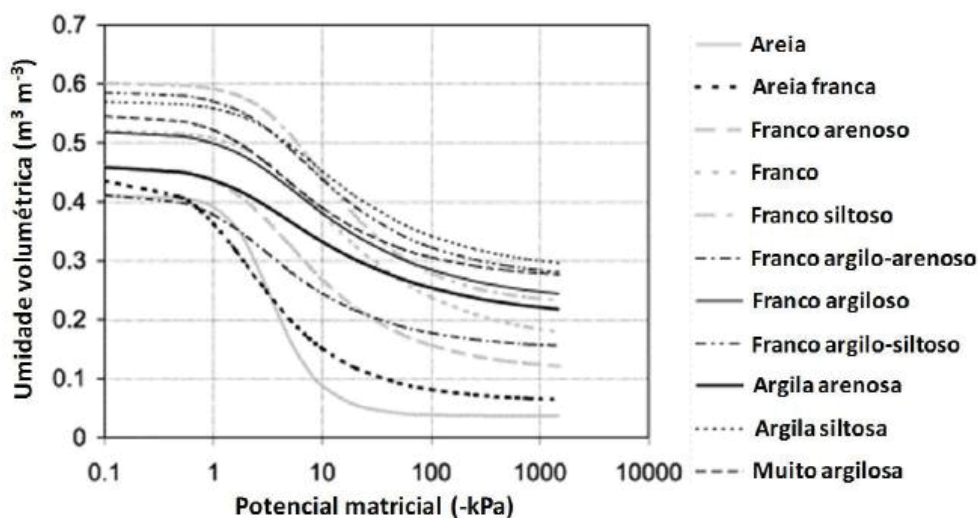
Na macroporosidade ocorre a movimentação da água e do ar por gravidade e pressão, apresentando maior permeabilidade e menor capacidade de campo e reserva de água. Essas características são resultado da disposição das partículas sólidas, da ação das raízes e da expansão e contração da massa do solo. Já na microporosidade ocorre a retenção da água devido à adesão molecular que prende o ar e as substâncias em solução na superfície das partículas sólidas, sendo que a água se movimenta pela ação da capilaridade, apresentando menor permeabilidade e maior capacidade de campo.

A partir da densidade do solo e de partículas, é possível calcular a porosidade total do solo, sendo que quanto menor a densidade, maior será a porcentagem do espaço poroso (BRADY e WEIL, 2013). A porosidade total é o volume total de espaços vazios relacionados com o movimento e retenção de água, ar e solutos (EMBRAPA, 2017). Neste contexto, a porosidade de aeração constitui-se como a única ligação entre o interior do solo e a atmosfera, visto que sua quantidade está diretamente ligada à umidade do solo, uma vez que em condições mais próximas de saturação resultam na redução da aeração e no bloqueio dos caminhos pelos quais os gases realizam a troca com o ar atmosférico. Portanto, destaca-se que a difusão do ar no solo é importante para a aeração das raízes das plantas (CAUDURO e DORFMAN, 1986).

Por outro lado, a relação entre o potencial matricial e a umidade volumétrica do solo define a curva de retenção de água no solo (CHILDS, 1940), que é influenciada principalmente pela porosidade, distribuição do tamanho das partículas e da natureza de sua composição (SALAGER *et al.* 2007). A retenção de água no solo representa a energia de ligação da água ao solo, sendo resultado da força gravitacional, das forças capilares e das propriedades de superfície das partículas minerais e orgânicas, que possuem capacidade de adsorção da água (EMBRAPA, 2017). A força capilar predomina quando ocorre a maior presença de umidade no perfil (poros preenchidos com água), enquanto a adsorção passa a predominar conforme o solo fica mais seco.

A partir das funções de pedotransferência é possível estimar a curva de retenção de água no solo, baseando-se na textura do solo (Figura 3). Modelos como o Hydrus-1D (SIMUNEK *et al.* 2005a), possuem rotinas de redes neurais com funções de pedotransferência para estimar os parâmetros hidráulicos do solo, utilizados na equação de van Genuchten (1980). O Hydrus-1D utiliza o banco de dados Rosetta (SCHAAP *et al.* 2001), com 2.134 amostras e realiza estimativas da curva de retenção de água no solo usando o modelo de van Genuchten, a partir da classe textural, granulometria, densidade do solo e um ou dois pontos da curva de retenção medidos em laboratório (33 e 1.500 kPa).

**Figura 3:** Curvas de retenção de água no solo em diferentes classes texturais.



Fonte: Adaptado de Hodnett e Tomasella, (2002).

Mota e Kobiyama (2011), compararam os resultados obtidos no banco de dados Rosetta com dados de ensaios em laboratório, onde concluíram que os dados de umidade saturada ( $\theta_s$ ) estimados com o modelo apresentaram erros de até 8% em relação aos medidos. Entretanto, para os valores de condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) a variação foi maior, devido ao fato de que as funções de pedotransferência não considerarem a existência de fluxos preferenciais.

Feltrin *et al.* (2013), analisaram a dinâmica da água em diferentes profundidades com o Hydrus-1D e banco Rosetta. Comparando os dados simulados com dados observados em campo, os autores afirmaram que o modelo representou de maneira satisfatória os processos hidrológicos do solo. Já Souza (2015), realizou quatro testes com o banco Rosetta para obter os parâmetros de van Genuchten (1980) e a curva de retenção de água no solo, utilizando: 1) classe textural; 2) granulometria

e densidade do solo; 3) granulometria, densidade do solo e umidade em 33 kPa e; 4) granulometria, densidade do solo e umidade em 33 e 1.500 kPa. O melhor resultado obtido foi no teste 4, devido à maior quantidade de dados de entrada, seguido dos testes 3, 2 e 1, respectivamente.

A partir da curva de retenção de água é possível estabelecer a variação do potencial de água no solo e a sua disponibilidade para a vegetação, no qual os potenciais matriciais de 10 ou 33 kPa são classificados como capacidade de campo (CC) e o potencial de 1.500 kPa como ponto de murcha permanente (PMP). A diferença entre CC e PMP consiste na água disponível (AD) para as plantas (CORREA, 1984; EMBRAPA, 2017).

A condutividade hidráulica é outra propriedade físico-hídrica importante em relação à umidade do solo, podendo ser definida como um parâmetro que representa a carga e a velocidade do movimento da água no perfil do solo (CARVALHO, 2002; EMBRAPA, 2017). A condutividade hidráulica também é relacionada com o processo de percolação da água no solo, onde representa o coeficiente de proporcionalidade entre a velocidade do fluxo e o gradiente hidráulico, variando em cada classe de solo, em um mesmo tipo de solo e em um mesmo perfil de solo (variando nos horizontes), devido às diferentes organizações do sistema poroso, do potencial matricial e do grau de compactação (CAUDURO e DORFMAN, 1986; LAL e SHUKLA, 2004; SANTOS, 2009).

Segundo Silva Junior *et al.* (2013), este parâmetro é associado à taxa de infiltração e decresce acentuadamente conforme a redução da umidade. O maior valor deste parâmetro é atingido quando o perfil do solo está totalmente saturado, indicando a condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) do solo (REICHARDT e TIMM, 2004), que pode ser compreendida como a quantidade de água que percorre pelo sistema poroso do solo na unidade de tempo, com determinado gradiente hidráulico (CAUDURO e DORFMAN, 1986).

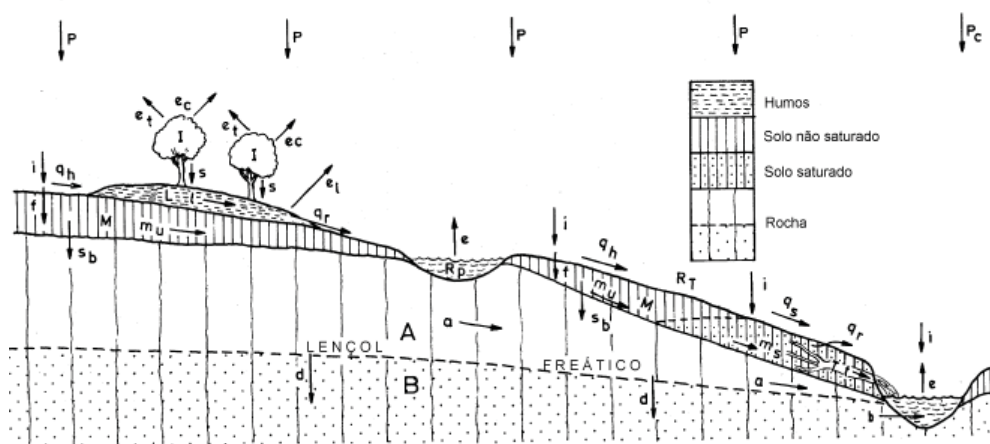
A condutividade hidráulica pode ser obtida por meio dos métodos diretos e indiretos. O primeiro consiste em medições em campo ou com amostras indeformadas em laboratório, determinando as condições do fluxo de água por meio de um volume de solo e medindo a densidade de fluxo. Porém, este método necessita de maior tempo e trabalho. Já o segundo utiliza funções de pedotransferência para determinar as propriedades hidráulicas (SCHAAP *et al.* 2001).

Todavia, os atributos físico-hídricos são apenas um dos fatores que influenciam na dinâmica da umidade do solo, em razão da complexidade deste processo em diferentes condições ambientais.

#### 4.2. DINÂMICA DA UMIDADE DO SOLO

O estudo da dinâmica da água na paisagem busca compreender a transformação da precipitação em vazão, sendo necessário o conhecimento detalhado dos processos que compõem o ciclo hidrológico (Figura 4), onde existe uma inter-relação entre esses processos. Os principais processos do ciclo hidrológico são: a precipitação, interceptação, evapotranspiração, infiltração, percolação, vazão, armazenamento e escoamento da água no solo e na superfície, no qual cada um possui seus subprocessos integrados (HORTON, 1933; CHORLEY, 1978; SANTOS, 2009).

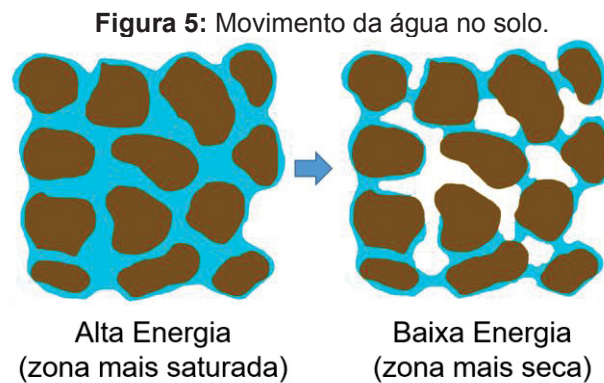
Figura 4: Componentes do ciclo hidrológico.



Precipitação total	P	Escoamento hortoniano (superficial)	$q_h$
Precipitação no curso d'água	$P_c$	Escoamento superficial por saturação	$q_s$
Intensidade da chuva	$i$	Escoamento de retorno	$q_r$
Evapotranspiração	$e_t$	<i>Pipe flow</i>	$t$
Evaporação d'água interceptada pelas copas	$e_c$	<i>Pipe storage</i>	$T$
Armazenamento de água nas copas	$I$	Escoamento subsuperficial não saturado	$m_u$
Escoamento pelo tronco e gotejamento	$s$	Escoamento subsuperficial saturado	$m_s$
Escoamento pelo litter	$l$	Armazenamento de água no solo	$M$
Evaporação d'água interceptada pelo litter	$e_l$	Percolação para a camada rochosa	$s_b$
Armazenamento d'água no litter	$L$	Fluxo na camada rochosa	$a$
Evaporação	$e$	Zona de aeração	$A$
Armazenamento nas depressões	$R_p$	Percolação profunda	$d$
Armazenamento temporário	$R_t$	Escoamento de base	$b$
Infiltração	$f$	Armazenamento subterrâneo	$B$

Fonte: Santos (2009), adaptado de Chorley, (1978).

Para que ocorra o movimento da água no solo, é necessário que ela passe de um estado de maior energia (zona mais saturada) para um estado de menor energia (zona mais seca) (Figura 5), isto é, a diferença de energia da água em diferentes pontos estabelece a direção e a velocidade do movimento da água no solo, além do abastecimento das plantas (BRADY e WEIL, 2013). Essa diferença de níveis de energia da água é denominada de potencial da água no solo. De modo geral, devido a busca pelo equilíbrio, a água se desloca de uma zona com maior potencial hídrico para uma zona de menor potencial hídrico. O potencial total ( $\psi_T$ ) de água no solo é determinado por meio da soma do potencial matricial ( $\psi_m$ ), potencial osmótico ( $\psi_o$ ), potencial gravitacional ( $\psi_g$ ) e potencial de pressão ( $\psi_p$ ).



**Fonte:** O autor.

O potencial matricial possui força matricial gerada a partir da atração da água em direção às superfícies sólidas, consequente de forças adesivas e capilares que afetam a retenção e o movimento da água no solo, sendo essencial para o fornecimento de água para às raízes das plantas (REICHARDT e TIMM, 2004). Quando o solo estiver saturado, o potencial matricial será quase nulo, porém, conforme o solo perde umidade, o potencial matricial aumenta. Este potencial é sempre negativo (pressões negativas) devido ao fato de que a água atraída pela matriz do solo possui um estado de energia menor do que a água livre (BRADY e WEIL, 2013).

O potencial osmótico é vinculado à existência de solutos orgânicos e inorgânicos na solução do solo (forças atrativas entre a água e os íons). Quanto maior a concentração de solutos, mais reduzido será o potencial osmótico (a água deslocar-se de um meio menos concentrado para um meio mais concentrado). São forças que

influenciam principalmente na absorção de água e nutrientes pelas raízes da vegetação. No potencial gravitacional a força da gravidade desloca a água dos horizontes superiores em direção aos inferiores, podendo alcançar até o nível freático (BRADY e WEIL, 2013). Já o potencial de pressão ocorre somente quando o solo se encontra saturado.

A umidade do solo é um dos fatores mais importantes nos processos hidrológicos, pois influencia na geração do escoamento superficial e subsuperficial, evapotranspiração, transpiração da vegetação e em processos pedogenéticos (ÁVILA *et al.* 2010). Segundo McDonnell (2003) e Marangon (2013), em bacias hidrográficas florestadas e localizadas em regiões úmidas com a predominância de solos com altas taxas de infiltração (solos mais porosos), geralmente a umidade armazenada no solo contribui de maneira significativa para o escoamento no canal e constitui-se como um processo de difícil observação. Nestas situações, diversos mecanismos de geração de escoamento trabalham em diferentes momentos em uma mesma vertente, sendo divididos por limiares de quantidade precipitada e condições de umidade antecedente, onde a resposta hidrológica do conjunto desses processos gera a escoamento no canal (SANTOS, 2009). Conforme Becker (2005), os mecanismos de geração de escoamento são extremamente complexos e apresentam grande variação no espaço e no tempo, dependendo de fatores como o clima, solo, relevo, geologia, vegetação e uso da terra.

O escoamento superficial em uma bacia hidrográfica pode ser gerado principalmente por dois mecanismos: por exceder a capacidade de infiltração (escoamento superficial hortoniano), e por saturação (escoamento dunniano).

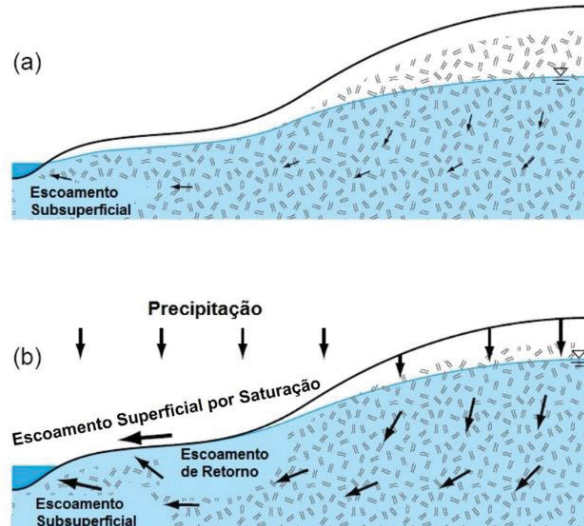
O escoamento por exceder a capacidade de infiltração (HORTON, 1933) é considerado dominante em sistemas no qual os perfis do solo foram bastante modificados principalmente: a) pela ação do homem como em bacias agrícolas e/ou com povoamentos comerciais; b) em regiões áridas e semiáridas onde existe pouca vegetação e; c) em áreas urbanas onde a superfície do solo é pouco permeável devido a presença de asfalto, estruturas de concreto e qualquer outro tipo de construção que tenha modificado o solo natural.

Em um evento de precipitação, quando o solo está seco, a água oriunda da precipitação geralmente infiltra-se no solo com grandes velocidades e movimenta-se verticalmente até os horizontes mais inferiores pelo processo de percolação. O escoamento lateral é gerado após o preenchimento dos maiores poros posicionados

abaixo do horizonte orgânico do solo. Conforme a precipitação persistir, o perfil de umidade é alterado progressivamente até atingir a saturação em todo o perfil do solo (DUNNE, 1983; SILVEIRA *et al.* 1993) e elevando o nível freático.

Quando o solo está úmido devido ao processo de saturação, a taxa de infiltração é reduzida e o movimento da água passa a ser lateral na camada mais superficial. Deste modo, o escoamento superficial por saturação é produzido pela precipitação direta sobre as áreas saturadas e pela contribuição subterrânea resultante do afloramento da superfície freática (escoamento de retorno) (HEWLETT e HIBBERT, 1967; DUNNE e BLACK, 1970; SANTOS, 2001; AMBROISE, 2004; MCDONNELL, 2013). O escoamento por saturação (Figura 6) ocorre normalmente em regiões úmidas com vegetação densa e em determinadas condições topográficas como em declives côncavos com fundos de vale planos, que favorecem o posicionamento do nível freático mais próximo da superfície (DUNNE e BLACK, 1970; HORNBERGER *et al.* 1998; SANTOS, 2009).

**Figura 6:** (a) Escoamento subsuperficial; (b) escoamento superficial por saturação e escoamento de retorno durante um evento de precipitação.



Fonte: Hornberger *et al.* 1998.

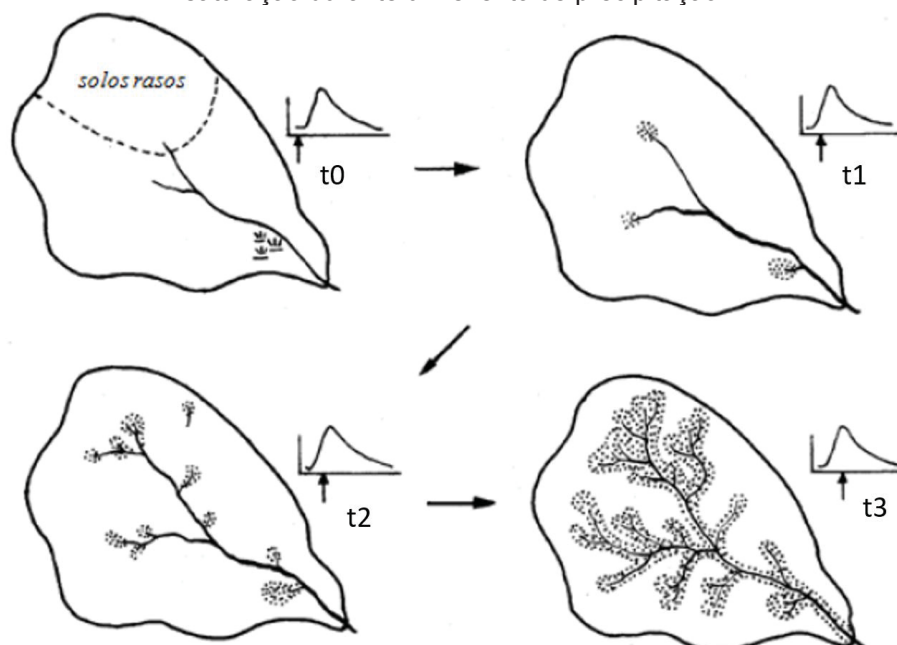
Além disso, este processo depende das características topográficas, da precipitação e da umidade inicial do solo, que influenciam diretamente na expansão e na contração das áreas saturadas e na rede de drenagem da bacia hidrográfica. Deste modo, na década de 60, alguns autores propuseram o conceito de área variável de afluência (AVA) (TSUKAMOTO, 1963; HEWLETT e HIBBERT, 1963; 1967) e o escoamento subsuperficial passou a ser reconhecido como um dos processos mais

importantes na geração do escoamento, visto que existem bacias hidrográficas onde não há predomínio do escoamento superficial por excesso de saturação.

Nesta situação o escoamento subsuperficial se configura como um dos principais processos que contribui para o escoamento da bacia (MCDONNEL, 2003), sendo fundamental para a ocorrência das áreas saturadas e na geração de escoamento via AVA. Deste modo, este processo pode contribuir diretamente para o acréscimo rápido da vazão em canais por meio de caminhos preferenciais de escoamento subsuperficial (SANTOS, 2009).

Na Figura 7 encontram-se relacionados a dinâmica das áreas saturadas com os diferentes tempos do hidrograma durante um evento de precipitação em uma bacia hidrográfica hipotética. Observa-se em  $t_0$  a rede de drenagem perene da bacia hidrográfica, sendo que com o início da precipitação, as regiões mais próximas às cabeceiras de drenagem com solos mais rasos começam a atingir o estado de saturação ( $t_1$ ). Posteriormente em  $t_2$ , nota-se a formação de canais intermitentes em áreas contíguas aos canais perenes, principalmente em áreas de planície. Já no momento do pico do hidrograma ( $t_3$ ), a bacia atinge o estado de saturação máxima gerando uma nova rede de drenagem a partir do escoamento superficial resultante das áreas saturadas. O processo inverso ocorre conforme a precipitação for cessando.

**Figura 7:** Evolução da área variável de afluência no processo de geração do escoamento por saturação durante um evento de precipitação.



Fonte: Chorley, (1978).



Esses processos de expansão e contração da rede de drenagem é denominado de AVA (TSUKAMOTO, 1963; HEWLETT e HIBBERT, 1963; 1967). De acordo com Lima e Zakia (2009), as AVAs caracterizam-se pelos padrões espaciais dos canais de drenagem, localizando-se principalmente em três porções da bacia hidrográfica, tais como: (a) nas zonas de solos saturados que margeiam os rios perenes e suas cabeceiras (zonas ripárias), no qual expandem-se durante os eventos de precipitação e contraem-se quando a chuva cessar; (b) nas concavidades do relevo onde convergem as linhas de fluxos dos escoamentos (como as concavidades das cabeceiras que também fazem parte da zona ripária) e; (c) nas áreas de solos rasos que possuem baixa capacidade de infiltração.

Além disso, é possível que ocorra a conectividade entre as áreas saturadas produzidas durante um evento de precipitação, principalmente em solos poucos permeáveis como demonstra a Figura 8. A medida que o evento progride, as áreas saturadas expandem-se e conectam-se até que haja uma conectividade em escala de vertente e o escoamento lateral na base da vertente seja produzido (MCDONNELL, 2013). O mesmo autor destaca que o limiar de início do escoamento na vertente está diretamente relacionado à conectividade da declividade do relevo e das áreas saturadas, embora outros locais na bacia possam ser conectados ao escoamento antes que tal conectividade difundida se desenvolva.

**Figura 8:** Exemplo de conectividade entre áreas saturadas.



**Fonte:** McDonnell (2013), foto de Michael Chu.

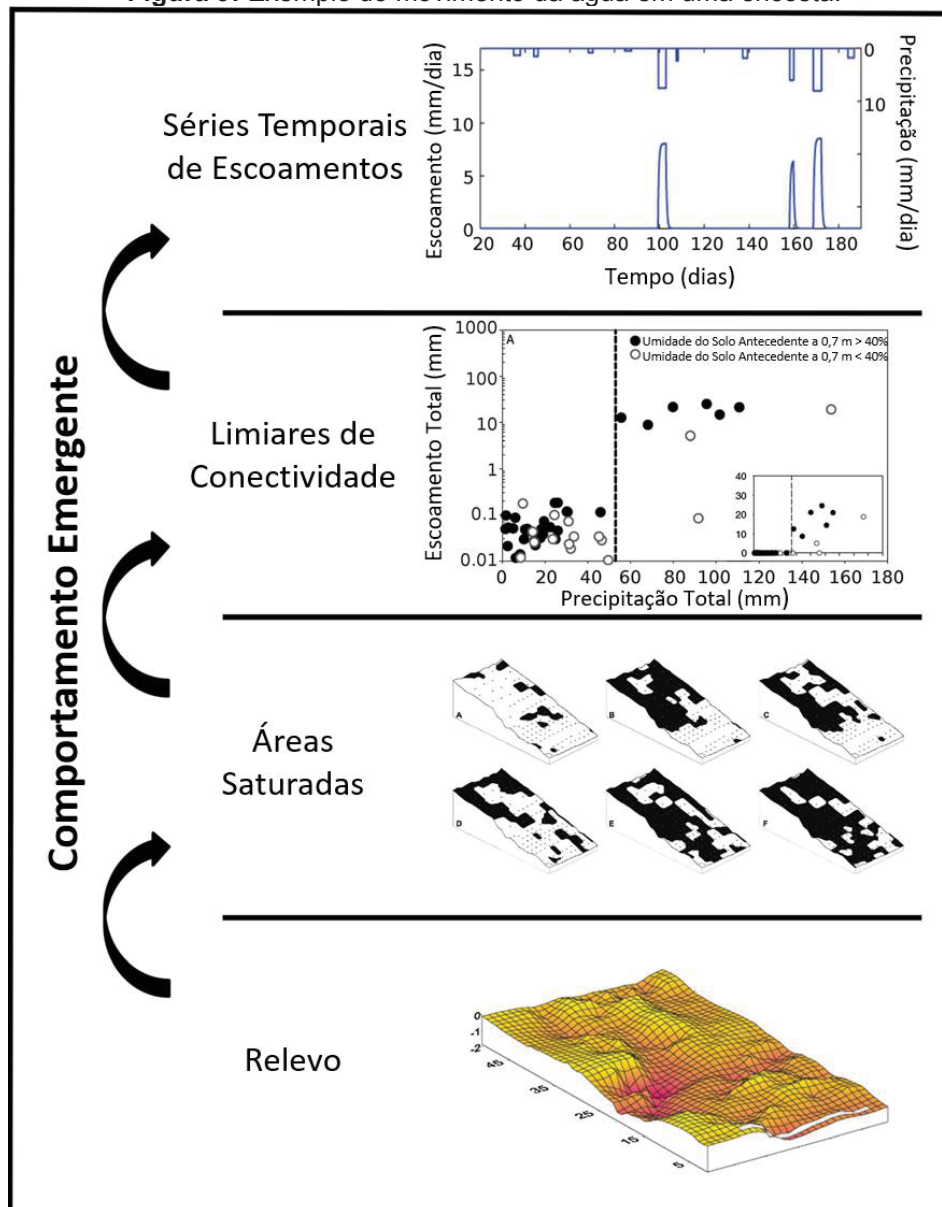
Ainda conforme McDonnell (2013), a Figura 9 esquematiza (de baixo para cima) os processos de movimento da água em uma vertente. Se a água estiver se movendo da superfície do solo para baixo, a sequência de processos se dá pela saturação e expansão das áreas saturadas em pequenas depressões, transferência contínua da água para a subsuperfície, conectividade entre as áreas saturadas, limiar de resposta do escoamento na base da vertente e o escoamento final no exutório da bacia hidrográfica composta por várias seções de vertentes.

Caso a água infiltre e atinja o nível freático, ocorrerá o movimento da água da subsuperfície em direção à superfície, onde a saturação e a expansão de pequenas depressões na superfície também são geradas, neste caso, partindo da subsuperfície em direção à superfície. Independentemente da direção do desenvolvimento das áreas saturadas, as etapas seguintes também são a conectividade entre as áreas saturadas, o limiar de resposta do escoamento na base da vertente e a conexão da rede de drenagem composta por várias seções de vertentes da bacia hidrográfica. Portanto, destaca-se que as vertentes possuem uma estrutura e um padrão que controlam como o sistema de movimento da água se conecta na paisagem (MCDONNELL, 2003).

À medida que a precipitação diminui, a infiltração também diminui e a umidade do solo começa a se redistribuir até que as camadas inferiores do solo apresentem maior umidade do que as camadas superiores, devido aos gradientes gravitacionais e de pressão e os atributos físico-hídricos do solo, denominada de drenagem ou redistribuição interna do solo. Entretanto, parte da água infiltrada é transferida para a atmosfera através da evapotranspiração.

Neste sentido, destaca-se o relevo como agente condicionador dos mecanismos de geração de escoamento, ou seja, o relevo possui um papel importante na movimentação da água na paisagem, principalmente nas camadas superficiais do solo, onde a umidade é influenciada por diferentes variáveis físicas, tais como a variação do relevo e os atributos físicos do solo (FAMIGLIETT *et al.* 1998). Trabalhos como de Beven e Kirkby (1979) demonstram a influência da topografia nos mecanismos de geração de escoamento em bacias hidrográficas, com ênfase no entendimento da ocorrência de escoamento superficial por excesso de saturação.

Figura 9: Exemplo do movimento da água em uma encosta.



Fonte: Freer *et al.* (2002); Tromp-van Meerveld e McDonnell (2006); Troch *et al.* (2009), adaptado por McDonnell (2013).

Além disso, a espessura da camada hidrológicamente ativa<sup>1</sup> do solo ou solo hidrológico (SANTOS, 2009), reflete na quantidade de água que pode ser armazenada, no qual alguns estudos buscaram relacionar a espessura do solo com atributos topográficos em bacias hidrográficas. Tesfa *et al.* (2009), encontraram uma relação em que os solos menos espessos se localizam em sua grande maioria nos divisores e os solos mais espessos nos fundos de vale. Em contrapartida, Santos

<sup>1</sup> A espessura da camada hidrológicamente ativa, ou solo hidrológico refere-se à profundidade do solo levando em consideração a superfície do solo até o topo da camada rochosa, contando com o material intemperizado (SANTOS, 2009).

(2009), observou que ao longo dos divisores os solos apresentam-se mais espessos e diminuem conforme desloca-se em direção à rede de drenagem. Neste trabalho, o autor trabalhou com o solo hidrológico que demonstrou grande relação com atributos topográficos, mais especificamente uma relação inversa entre espessura do solo hidrológico com o comprimento da vertente a montante e o índice topográfico.

A partir de todos esses fatores, observa-se que a dinâmica da umidade do solo é influenciada por diversos fatores como o solo, relevo e clima, sendo que existem variados procedimentos metodológicos para simular esta dinâmica, dentre quais destacam-se a utilização de modelos hidrogeomorfológicos.

#### 4.3. MODELAGEM HIDROGEOMORFOLÓGICA COM O *TOPOGRAPHY MODEL - INTEGRATED RATE METHODOLOGY* (TOPOG-IRM)

Os modelos matemáticos utilizam equações matemáticas para reproduzir os processos que constituem os sistemas naturais, por meio de parâmetros e variáveis. Os parâmetros são constantes das equações matemáticas e representam as propriedades fixas do sistema, podendo variar no espaço e no tempo, enquanto que as variáveis são grandezas que descrevem quantitativamente um fenômeno alternando no espaço e no tempo.

Devido ao fato de que ainda não é possível medir todas as variáveis dos processos hidrológicos em escala espaço-temporal apropriada para descrever a totalidade do sistema bacia hidrográfica, principalmente em bacias experimentais que necessitam de dados com grande detalhamento, os modelos hidrológicos são utilizados para simular estes processos (BEVEN, 2001). Neste sentido, os modelos podem ser utilizados para testar hipóteses ou teorias em diferentes cenários, e assim tornam-se uma importante ferramenta metodológica em estudos de sistemas naturais.

A umidade do solo pode ser analisada por meio de modelos hidrogeomorfológicos fisicamente baseados e totalmente distribuídos, que visam simular os sistemas naturais de forma integrada por meio de equações gerais da física de conservação de massa, energia, quantidade de movimento, condições antecedentes e de limite apropriadas, onde as variáveis e parâmetros apresentam dependência espacial e temporal e representam valores pontuais (BEVEN, 2001).

Entretanto, devido à alta complexidade da dinâmica da umidade do solo, suas interações não são lineares e deste modo, dificultando sua simulação através dos modelos (ŠIMŮNEK, 2005), além da carência de séries de dados com escala temporal de detalhe para calibrar e validar as simulações em pequenas áreas como em bacias experimentais.

Muitos estudos utilizam apenas a comparação do hidrograma simulado com o observado para avaliar a eficiência dos modelos hidrogeomorfológicos, porém, isso não é o bastante para avaliar se os pressupostos do modelo estão simulando corretamente os processos internos da bacia hidrográfica (MARANGON, 2013). Conforme Beven (2001), os modelos podem esconder possíveis erros produzidos internamente na bacia e ainda simular bons hidrogramas, entretanto, sem estar reproduzindo de forma correta a dinâmica natural interna da bacia, ou seja, existe a necessidade da avaliação da simulação espacial reproduzida pelos modelos e não apenas através da vazão no exutório da bacia hidrográfica.

Os processos internos das bacias são mais difíceis de serem reproduzidos com exatidão devido à não linearidade dos mesmos, as condições antecedentes e a complexidade da distribuição espacial de fatores como o relevo, solo, vegetação e precipitação (GRAYSON e BLÖSCHL, 2000; BEVEN, 2001).

Alguns estudos buscaram alternativas para avaliar as simulações dos modelos distribuídos, comparando valores observados e simulados de umidade do solo, nível freático, evapotranspiração, escoamento superficial e produção de sedimentos (VERTESSY e ELSENBEEER, 1999; KNOTTERS e BIERKENS, 2001; JETTEN *et al.* 2003; CHAPPELL *et al.* 2004; ALI *et al.* 2011; MARANGON, 2013; HUNG *et al.* 2017).

O avanço constante do desenvolvimento computacional tem proporcionado um aumento considerável do uso de modelos hidrogeomorfológicos fisicamente baseados para a modelagem do movimento da água no solo (ŠIMŮNEK e BRADFORD, 2008), com destaque para o *Topography Model* (TOPOG) que possui essas características. Alguns estudos (ZHANG *et al.* 1996; VERTESSY *et al.* (1996); DAWES *et al.* 1997; VERTESSY e ELSENBEEER, 1999 e MARANGON, 2013) utilizaram o TOPOG com o objetivo de simular a dinâmica da umidade do solo.

O modelo TOPOG foi desenvolvido pela *Common Wealth Scientific and Industrial Research Organisation* – CSIRO, na Austrália, sendo um modelo hidrogeomorfológico fisicamente baseado e totalmente distribuído, considerando a

heterogeneidade espacial de todos os parâmetros e variáveis de entrada como relevo, solo, vegetação e clima. O TOPOG utiliza um modelo de análise digital do relevo para representar com precisão os atributos tridimensionais da paisagem como a dinâmica da água na vertente, uma vez que é formado por submodelos que reproduzem diferentes fenômenos higrgeomorfológicos, e deste modo, o TOPOG constitui-se como um modelo complexo e necessita de um grande número de dados de entrada, estando restrito a aplicação em bacias de tamanho reduzido (até 10 km<sup>2</sup>) e monitoradas com escala de detalhe (MARANGON, 2013).

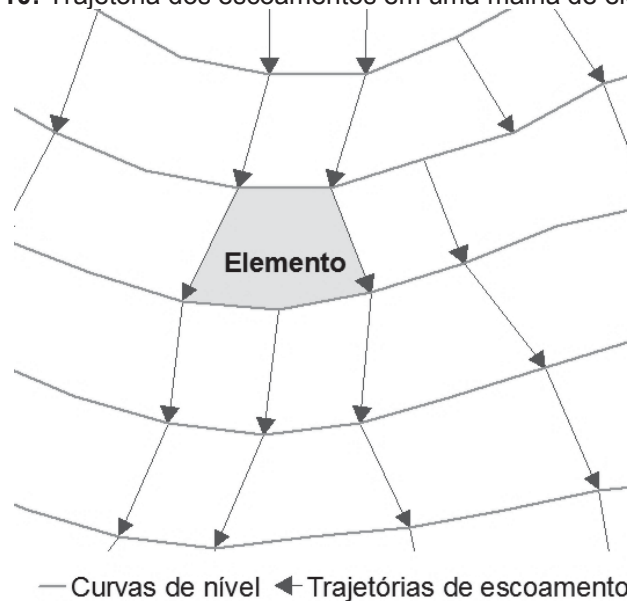
O TOPOG simula a dinâmica espacial e temporal da água em bacias hidrográficas heterogêneas, sendo um modelo de sistema modular qualificado para reproduzir o balanço hídrico, energético, de solutos, de carbono e de sedimentos de forma distribuída. A estrutura do modelo consiste em contornos que formam uma malha de elementos<sup>2</sup> para propagar o escoamento superficial e subsuperficial. O TOPOG discretiza as características do relevo da bacia hidrográfica por meio das curvas de nível para determinar linhas de escoamentos baseadas na topografia (O'LOUGHLIN, 1986). Os elementos são interconectados e estabelecidos pelas linhas de escoamento superficial e pela intersecção das curvas de nível, para gerar a propagação do escoamento da bacia hidrográfica (Figura 10). Deste modo, o movimento da água dentro de cada elemento ocorre de forma multidirecional (DAWES e SHORT, 1994).

Segundo Marangon (2013), essa malha de elementos do TOPOG gera linhas de drenagem mais curtas e menos sinuosas, quando comparada com os modelos que se baseiam em *grid* (elementos regulares), uma vez que diferentes distâncias percorridas pelos escoamentos influenciam diretamente na forma dos hidrogramas simulados. O TOPOG utiliza um sistema automático de análise digital do relevo para estabelecer a malha de elementos e calcula os atributos topográficos como a área de contribuição, declividade e aspecto, para cada elemento, que por sua vez influenciam no balanço hídrico da bacia hidrográfica. A heterogeneidade espacial dos atributos físico-hídricos do solo ou rugosidade da superfície podem ser acrescentadas na malha de elementos.

---

<sup>2</sup> A malha de elementos do TOPOG refere-se aos elementos de armazenamento que são obtidos por meio do fracionamento da bacia hidrográfica. A rede de elementos representa a unidade mínima para representar a heterogeneidade espacial e é o limite máximo no qual os parâmetros podem ser medidos e os processos simulados (MARANGON, 2013).

**Figura 10:** Trajetória dos escoamentos em uma malha de elementos.



**Fonte:** Grayson e Blöschl (2000), adaptado por Marangon (2013).

Desta maneira, em cada intervalo de tempo, seja ela diária, horária ou em minutos, e para cada elemento, o TOPOG simula a altura do escoamento superficial e subsuperficial, o nível freático e a umidade armazenada no solo (DAWES *et al.* 1997; VERTESSY *et al.* 1998). Após os cálculos, os resultados destas simulações podem ser extraídos em cada elemento separadamente, e a partir disso, o TOPOG pode ser classificado como um modelo de multi-resposta (MARANGON, 2013).

O modelo apresenta diferentes módulos dentre quais destacam-se o TOPOG-SBM (*Soil Bucket Mode*) (VERTESSY e ELSENBEER, 1999) e o TOPOG-IRM (*Integrated Rate Methodology*) (ZHANG *et al.* 1999).

Vertessy e Elsenbeer (1999), utilizaram o TOPOG-SBM para simular a dinâmica da água em eventos de precipitação em uma pequena bacia hidrográfica florestada no Peru, onde analisaram os hidrogramas simulados com os observados de forma concentrada e de forma distribuída (espacial e temporal) na geração de escoamento superficial. Os autores constaram que o modelo consegue simular adequadamente a dinâmica natural interna da bacia com escala temporal horária ou de minutos e enfatizaram que este tipo de avaliação é de grande importância e necessita ser realizada para analisar a eficiência dos modelos.

Marangon (2013), utilizou o TOPOG-SBM para simular a umidade do solo em 20 eventos pluviométricos com cenários de umidade antecedente e modificações na

espessura do solo na bacia experimental do rio Saci. O autor concluiu que o TOPOG-SBM se constitui como uma boa ferramenta para analisar diferentes respostas hidrológicas em diferentes cenários, onde os resultados indicaram que o desempenho do modelo é condicionado pelas condições iniciais de umidade no início das simulações. Além disso, com base nos cenários utilizando variadas espessuras de solo, foi constatado que o cenário com solos mais rasos tende a apresentar maiores áreas saturadas, picos de vazão mais elevados e recessões abruptas. No entanto, o cenário com solos mais espessos diminui e atrasa os picos de vazão e gera recessões atenuadas, porém, esse cenário representou a dinâmica das áreas saturadas e os hidrogramas de forma mais próximo do observado.

Na estrutura do TOPOG-SBM não são considerados os processos de interceptação e evapotranspiração, devido a este módulo realizar apenas simulações de eventos de precipitação com escala temporal horária ou de minutos (VERTESSY e ELSENBEER, 1999). Segundo Grayson e Blöschl (2000), é comum a não utilização do cálculo destes processos em modelos de simulação de eventos, devido a pequena escala temporal utilizada nas simulações, o que torna as perdas de água por evapotranspiração negligenciáveis.

Já o TOPOG-IRM considera as interações da dinâmica entre os sistemas água-solo-vegetação-atmosfera e pode ser usado para simular o balanço hídrico em uma bacia hidrográfica, incluindo a variação do nível freático (Figura 11) (DAWES *et al.* 1997). A descrição detalhada do modelo consta dos trabalhos de Zhang *et al.* (1996); Vertessy *et al.* (1996); Dawes *et al.* (1997) e CSIRO (1999).

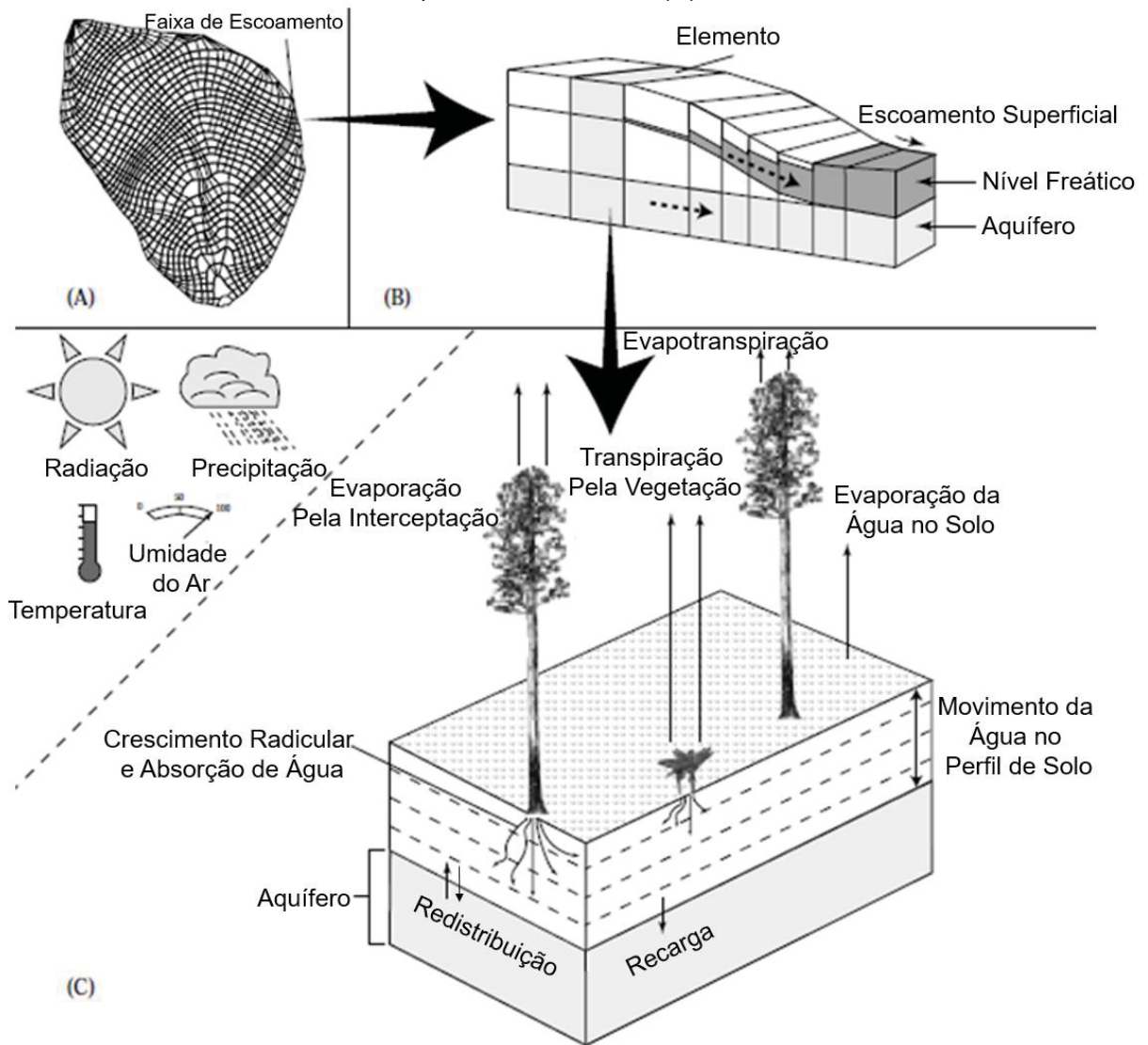
Zhang *et al.* (1999), utilizaram o TOPOG-IRM para simular a dinâmica espaço-temporal da umidade do solo, evapotranspiração e nível freático em um período de dois anos e meio na Austrália, e compararam com dados medidos em campo. Os autores concluíram que a evapotranspiração total diária simulada apresentou bons resultados, quando comparada com os dados observados, sendo que o modelo demonstrou uma separação apropriada entre a evaporação do solo e a transpiração da vegetação. Também ocorreu uma boa relação entre a umidade do solo simulada e observada em diferentes posições da bacia hidrográfica, representando diferentes tipos de solo e profundidades.

Ainda segundo estes autores, o êxito do modelo em simular essas variáveis demonstrou que as premissas inerentes ao modelo utilizam os principais processos relacionados à dinâmica da umidade do solo e evapotranspiração. As taxas de recarga



do nível freático mostraram considerável variação e seus padrões espaciais foram controlados principalmente pelo tipo de solo.

**Figura 11:** Representação da estrutura do TOPOG-IRM, com destaque para a malha de elementos (A), uma faixa de escoamento representando uma vertente (B) e um único elemento com os processos simulados (C).



Fonte: Adaptado de Vertessy *et al.* (1998).

O movimento da água no solo na zona saturada e na não saturada é simulado no TOPOG-IRM considerando a dinâmica vertical da umidade do solo através da equação de Richards (1931) em cada elemento:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} + ET \quad (1)$$

onde  $\theta$  é a umidade volumétrica do solo,  $t$  é o intervalo de tempo da simulação,  $z$  é a profundidade do solo positiva para baixo,  $q$  é o fluxo vertical de água e  $ET$  é a evapotranspiração. Para a evapotranspiração, a água é extraída de toda a zona radicular de acordo com uma função de ponderação que depende da densidade de enraizamento e da disponibilidade da umidade do solo (ZHANG *et al.* 1999). O modelo calcula primeiro o potencial total de captação de água pelas raízes por meio da seguinte equação:

$$RWUP = \sum_{i=1}^n r_i \psi_i \Delta z_i \quad (2)$$

onde  $RWUP$  é o potencial total de captação de água pelas raízes,  $r_i$  é a biomassa das raízes,  $\psi_i$  é o potencial total (matricial e osmótico),  $\Delta z_i$  é a profundidade da camada de solo discretizada, dado que a absorção de água em cada camada do solo discretizada é determinada por:

$$t_i = \frac{r_i \psi_i \Delta_i}{RWUP} ET \quad (3)$$

Desta maneira, segundo Dawes *et al.* (1997), a equação de Richards pode ser expressa por:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left( K - \frac{\partial U}{\partial z} \right) \quad (4)$$

onde  $K$  é a condutividade hidráulica do solo e  $U$  é a transformação de Kirchhoff definida por:

$$U = \int_{-\infty}^{\psi^m} KD\psi \quad (5)$$

em que  $D$  é a difusividade e  $\psi$  é o potencial hídrico do solo. A transformação de Kirchhoff tem sido usada para contornar os problemas que surgem em solos secos devido à forte não-linearidade da  $K(\theta)$  e da  $\theta(\psi)$  (ROSS e BRISTOW, 1990). A aplicação do TOPOG está condicionada à solução matemática dada pela

transformação de Kirchhoff, que permite utilizar a equação de Richards (1931). A condição de contorno inferior na equação 4 é definida como uma fração ( $\beta$ ) da condutividade hidráulica ( $K$ ), onde  $\beta$  é definido como 1 quando a condição de contorno inferior apresentar drenagem livre, e  $\beta$  será igual a zero quando o solo apresentar uma camada inferior impermeável (ZHANG *et al.* 1999).

Já para a condição de contorno superior, são definidas três circunstâncias: 1) toda a precipitação ou evaporação da água podem ser transmitidas através da superfície do solo e neste conjunto a infiltração ou a evaporação são definidas; 2) a precipitação pode exceder a capacidade de infiltração do solo e gerar o escoamento (escoamento superficial hortoniano) ou o solo pode ficar totalmente saturado e gerar escoamento por excesso de saturação (escoamento dunniano) e deste modo, a superfície do solo é ajustada para um potencial de saturação constante e todo o excesso de precipitação que cai sobre as áreas saturadas é escoada sem infiltrar no solo; 3) a evaporação pode ser limitada pelo solo seco, onde a superfície do solo é ajustada para uma constante potencial no ponto de murcha e o fluxo de água que passa pela superfície do solo é devolvido para a atmosfera por meio da evaporação diária (ZHANG *et al.* 1999).

Em relação ao solo, o TOPOG-IRM utiliza juntamente com a equação 4, a base do modelo analítico de solo *BW Soil Model* (BROADBRIGE e WHITE, 1988) para descrever as relações entre o potencial matricial da água, a umidade volumétrica e a condutividade hidráulica (DAWES *et al.* 1997). Este modelo utiliza cinco parâmetros de calibração, sendo eles: a condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ), umidade volumétrica saturada do solo ( $\theta_s$ ), umidade volumétrica do solo no ponto de murcha ( $\theta_d$ ), escala de comprimento capilar do solo ( $\lambda_c$ ) e o parâmetro de forma relacionado à textura e estrutura do solo ( $C$ ) (ZHANG *et al.* 1999). Neste sentido, as funções destes parâmetros em forma adimensional são representadas por:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_d}{\theta_s - \theta_d} \quad (6)$$

$$\psi \frac{1}{\lambda_c} = \frac{\theta - 1}{\theta} - \frac{1}{C} \ln \left( \frac{C - \theta}{\theta (C - 1)} \right) \quad (7)$$

$$K \frac{1}{K_s} = \frac{\theta^2 (C-1)}{C-\theta} \quad (8)$$

$$U = \frac{1}{K_s \lambda c} = \theta \frac{C-1}{C-\theta} \quad (9)$$

A precipitação que atingir um determinado elemento saturado é transformada diretamente em escoamento superficial por excesso de saturação, sendo que esse escoamento pode infiltrar-se nos demais elementos conectados a jusante, caso eles não estejam saturados. Se o elemento receptor já estiver saturado, o escoamento superficial é drenado para o próximo elemento conectado (ZHANG *et al.* 1999).

O TOPOG considera que a magnitude dos fluxos do nível freático é calculada pela Lei de Darcy a partir da profundidade do nível freático (potencial positivo de água), gradiente do relevo (a partir da análise topográfica) e condutividade hidráulica (distribuição do solo) (DAWES *et al.* 1997). Deste modo, o escoamento lateral ocorre apenas através do escoamento subsuperficial saturado que pode ocorrer em qualquer horizonte do solo (VERTESSY *et al.* 1996):

$$q_{out} = K_s b m h \quad (10)$$

onde  $q_{out}$  é o escoamento lateral subsuperficial de cada elemento,  $b$  é a largura do elemento,  $m$  é a declividade do elemento e  $H$  é a espessura da camada saturada.

A presença da vegetação na bacia hidrográfica geralmente introduz maior variabilidade nas intensidades de escoamento na superfície do solo, por causa dos processos de interceptação e transpiração (DAWES *et al.* 1997). Deste modo, em um evento de precipitação, qualquer copa da vegetação pode interceptar a água de acordo com uma relação linear entre o índice de área foliar e a interceptação máxima, visto que a água interceptada pode ser evaporada antes que a transpiração possa ocorrer e toda a precipitação em excesso (que exceder a capacidade de interceptação) alcança o próximo dossel mais baixo ou a superfície do solo (DAWES *et al.* 1997).

A evapotranspiração é calculada pelo método de Penman-Monteith (MONTEITH, 1981), considerando a evaporação da água através do solo e a transpiração por meio da vegetação, conforme a equação a seguir:

$$ET = \frac{s R_n + \rho c_p D_c / r_a}{s + \gamma (1 + r_s / r_a)} \quad (11)$$

onde  $ET$  é a evapotranspiração,  $s$  é a inclinação da curva de pressão de saturação de vapor,  $\rho$  é a densidade do ar,  $c_p$  é o calor específico da pressão constante do ar,  $D_c$  é o déficit de pressão de vapor,  $r_a$  é a resistência aerodinâmica,  $r_s$  é a resistência da superfície,  $\gamma$  é a constante psicométrica e  $R_n$  é a radiação líquida calculada usando o método descrito por Zhang *et al.* (1996).

A resistência aerodinâmica ( $r_a$ ) é determinada pela teoria da similaridade da superfície de Monin-Obukhov, sem considerar o efeito da estabilidade atmosférica na resistência aerodinâmica:

$$r_a = \{ \ln [(z_m - d) / z_0]^2 / (k^2 u) \quad (12)$$

onde  $z_m$  é a altura da velocidade do vento,  $u$  é a velocidade do vento na altura de referência  $z$ ,  $k$  é a constante de von Karman (0,41),  $z_0$  é o comprimento da rugosidade do dossel da vegetação e  $d$  é a altura de deslocamento a partir da superfície.

Para a transpiração da vegetação, a resistência da superfície ( $r_s$ ) é calculada usando o modelo empírico de Ball *et al.* (1987) e modificado por Leuning (1995):

$$r_s = (g_s LAI)^{-1} = \{ [ g_0 + \alpha_i A / ((C_s - \Gamma) (1 + D_c / D_{c0})) ] LAI \}^{-1} \quad (13)$$

onde  $g_s$  é a condutância estomática,  $g_0$  é a condutância estomática residual,  $\alpha_i$  é um coeficiente empírico,  $C_s$  é a fração molar de  $CO_2$  do ar na superfície do dossel,  $\Gamma$  é o ponto de compensação de  $CO_2$ ,  $D_c$  é o déficit de pressão de vapor,  $D_{c0}$  é um coeficiente empírico,  $LAI$  é o índice de área foliar e  $A$  é taxa de assimilação de carbono.

O déficit de pressão de vapor ( $D_c$ ) é calculado usando o coeficiente *omega* proposto por Jarvis e McNaughton (1986):

$$D_c = \Omega_c D_{eq} + (1 - \Omega_c) D_a \quad (14)$$

$$D_{eq} = \gamma \varepsilon R_n (r_s / c_p) / (\varepsilon + 1) \quad (15)$$

$$\Omega_c = (\varepsilon + 1) / (\varepsilon + 1 + r_s / r_a) \quad (16)$$

no qual  $\Omega_c$  é o coeficiente de desacoplamento,  $D_a$  é o déficit de pressão de vapor do ar acima da camada de dossel,  $D_{eq}$  é o déficit de saturação de equilíbrio e  $\varepsilon = s/\gamma$ .

A evaporação da água no solo é calculada usando a equação de Penman-Monteith com a resistência da superfície ( $r_s$ ) definida como zero se a superfície do solo estiver úmida ou sendo determinada pelo método de Choudhury e Monteith (1988) quando a superfície estiver seca:

$$r_s = \frac{Tl}{(pD_m)} \quad (17)$$

em que  $T$  é o fator de tortuosidade definido como 2 (parâmetro adimensional relativo à resistência à difusão do vapor de água para um meio poroso),  $l$  é a profundidade da camada de solo no ponto de murcha (que varia em função do fluxo de água no solo),  $p$  é a porosidade do solo e  $D_m$  é o coeficiente de difusão molecular para o vapor da água (definido como  $2,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ dia}^{-1}$ ).

Entretanto, quando se utiliza modelos matemáticos para simular processos naturais, é necessário realizar a validação dos resultados simulados pelos modelos, a fim de comprovar a eficácia de se usar estes modelos em estudos científicos. No caso da umidade solo, é possível realizar medições em campo utilizando técnicas e equipamentos de alta precisão, como uma sonda de reflectometria no domínio do tempo.

#### 4.4. UMIDADE DO SOLO POR MEIO DE REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO (TDR)

A umidade do solo é essencial para diversas atividades econômicas (agricultura, ecologia, engenharia) e estudos científicos relacionados à física do solo (SOUZA *et al.* 2013) e a processos hidrológicos. Existem variados métodos para

analisar a umidade do solo, com destaque para os métodos diretos que necessitam da coleta de amostras de solo em campo e representam apenas a umidade no momento da coleta, o que torna oneroso a realização de repetições ou monitoramento. Dentre esses métodos, os mais consolidados são o método gravimétrico e volumétrico.

O método gravimétrico é definido em função da massa da amostra e é calculado pela relação entre a massa de água da amostra e a massa de solo seco. Já o método volumétrico é determinado em função do volume da amostra e é expresso pela relação entre o volume de água da amostra e volume total da amostra úmida (partículas sólidas, ar e água) (GUIMARÃES *et al.* 2010).

Por outro lado, existem métodos indiretos como a reflectometria no domínio do tempo (TDR) (Figura 12) utilizando equipamentos de sonda. Essa técnica indireta concede medições precisas, rápidas e em diferentes profundidades do solo (SOUZA *et al.* 2013), possibilitando repetidas leituras e o monitoramento da umidade. Este método é embasado na análise da constante dielétrica aparente da matriz da água, solo e ar para estimar a umidade do solo (SILVA *et al.* 2007).

A sonda de TDR baseia-se no fato que a constante dielétrica da água no solo é muito diferente das partículas sólidas e do ar (Tabela 1), ou seja, consiste no efeito da água na velocidade de propagação de ondas eletromagnéticas em cabos condutores cobertos pelo solo. O volume de água presente no solo é calculado por meio de um microprocessador que recebe sinais de uma sonda capaz de identificar as propriedades elétricas do solo (ELSEN, *et al.* 2003; BRADY e WEIL, 2013).

**Figura 12:** Sonda de TDR TRIME-PICO 64.



**Tabela 1:** Constante dielétrica de alguns elementos do solo.

<b>Material</b>	<b>Constante Dielétrica</b>
Ar	1
Água (20°C)	80
Gelo (-3°C)	3
Basalto	12
Granito	7 – 9
Silte seco	3,5
Areia seca	2,5

**Fonte:** Curtis e Defandorf (1929).

A sonda emite um pulso eletromagnético que passa pelas hastes paralelas que são fixadas no solo. Deste modo, a sonda de TDR é capaz de realizar medições precisas em intervalos de picosegundos ( $10^{-12}$  do segundo) da velocidade em que o pulso eletromagnético percorre as hastes. Esta velocidade é diretamente influenciada pelas características físico-hídricas do solo. Através da análise dos padrões da velocidade do pulso eletromagnético gerado, o microprocessador da sonda calcula a constante dielétrica aparente ( $Ka$ ) do solo (Equação 18), visto que essa constante é influenciada principalmente pela quantidade de água presente e a partir disso, essas medidas são transformadas em umidade volumétrica do solo através das curvas de calibração do equipamento (ELSEN, *et al.* 2003; BRADY e WEIL, 2013).

$$Ka = \left(\frac{\Delta X}{Vp \cdot L}\right)^2 \quad (18)$$

onde  $Ka$  é a constante dielétrica aparente (adimensional),  $\Delta X$  é a distância percorrida pela onda eletromagnética (m),  $Vp$  é a velocidade de propagação de 99% da velocidade da luz ( $3 \cdot 10^8$  m/s<sup>-1</sup>) e  $L$  é o comprimento da haste (m).

Destaca-se que é necessário realizar a calibração do equipamento para cada tipo de solo (SOUZA *et al.* 2006), sendo normalmente confeccionada por meio da curva de calibração que pode ser ajustada com base nos dados de umidade volumétrica do solo, através de amostras de solo com o método direto em laboratório ou em campo (SOUZA e MATSURA, 2003).

Conforme Coelho e Or (1996), as vantagens de utilizar o método de TDR são a precisão do equipamento, não utilizar radiação ionizante e a viabilidade de conexão de múltiplos equipamentos com leituras simultâneas. Diversos estudos analisaram a



aplicabilidade deste método em condições brasileiras, evidenciando sua utilização para o monitoramento da umidade (SOUZA *et al.* 2000; TOMMASELLI e BACHI, 2001; ÁVILA, *et al.* 2010; SOUZA *et al.* 2013) e do potencial da água no perfil do solo (PESSOA *et al.* 2000).

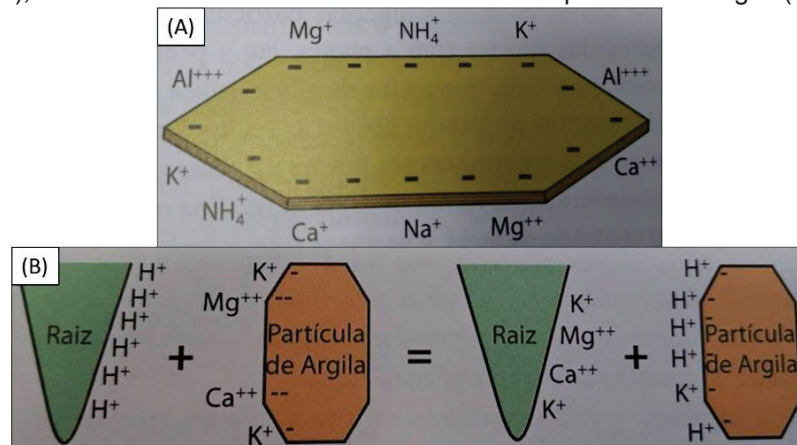
#### 4.5. RELAÇÃO ENTRE A UMIDADE, OS ATRIBUTOS FÍSICO-HÍDRICOS DO SOLO E O CRESCIMENTO DO *Pinus taeda*

A dinâmica da água no solo é fundamental para a compreensão do sistema solo-planta, uma vez que os principais processos como a infiltração, evapotranspiração, redistribuição interna, escoamento superficial e subsuperficial determinam o balanço hídrico no solo (MELO e LOUZADA, 2012). De acordo com Reichert *et al.* (2007), a umidade do solo é uns dos principais fatores que influenciam no desenvolvimento e distribuição do sistema radicular da vegetação.

Segundo Prevedello e Armindo (2015), a fertilidade do solo é determinada pela capacidade do solo em suprir as raízes da vegetação com água, ar, calor e nutrientes, dependendo dos elementos presentes e disponíveis no solo. Deste modo, salienta-se que os atributos físico-hídricos do solo influenciam na aeração, na capacidade de armazenamento de água e sua disponibilidade para a vegetação. A umidade do solo é um dos fatores mais importantes para o crescimento da vegetação, devido ao fornecimento de água e a movimentação e absorção dos nutrientes (BOGNOLA *et al.* 2010), visto que esses nutrientes são oriundos principalmente das partículas coloidais orgânicas e inorgânicas (argila e húmus) presentes no solo.

Os nutrientes presentes no solo podem ser adsorvidos na superfície das partículas de argila, onde permanecem disponíveis para as plantas. Desta maneira, os átomos desses nutrientes apresentam-se na forma iônica (cátions e ânions), no qual a adsorção dos íons carregados positivamente (cátions) ocorre por causa da presença de cargas elétricas negativas ou não neutralizadas presentes nas superfícies das argilas, que atraem os íons positivos dissolvidos na água. A partir disso, as raízes das plantas absorvem os nutrientes necessários para seu crescimento (Figura 13) (LEPSCH, 2013).

**Figura 13:** Representação de uma partícula de argila com cargas negativas e com cátions adsorvidos (A); e uma raiz realizando a troca de íons com a partícula de argila (B).



Fonte: Lepsch (2013).

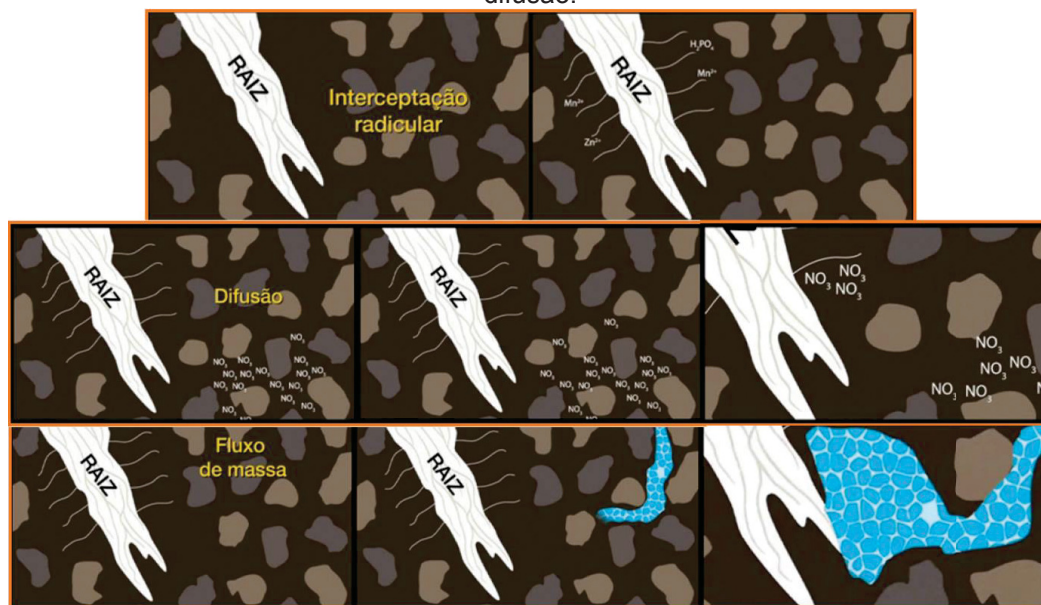
A decomposição vegetal e animal transforma-se em húmus, que pelo processo de mineralização (decomposição completa) gera sais que são utilizados como nutrientes pelas plantas. A matéria orgânica no solo traz benefícios como a formação de agregados, melhor permeabilidade, porosidade e retenção de água. Deste modo, destaca-se que a parte sólida do solo composta por partículas minerais e orgânicas (coloides das argilas e húmus) são responsáveis pelos processos de nutrição da vegetação, que ocorrem principalmente quando essas partículas entram em contato com água no solo (LEPSCH, 2013).

Conforme Morris *et al.* (2006) e Bognola *et al.* (2010), os nutrientes essenciais para o crescimento das plantas alcançam a superfície das raízes através de três mecanismos, sendo eles: a interceptação, difusão e fluxo de massa (Figura 14). A interceptação pelas raízes possui menor influência visto que seu volume ocupa apenas 1% do volume do solo e ocorre quando o sistema radicular cresce e entra em contato com o nutriente, porém, Ruiz *et al.* (1999), salientam que ainda é necessário o meio líquido para que a absorção dos nutrientes pelas raízes ocorra.

Os mecanismos de difusão e fluxo de massa são os mais importantes, pois são influenciados pelo movimento da água no solo, onde os nutrientes são absorvidos pelas raízes através da solução do solo. A solução do solo engloba pequenas quantidades de sais minerais, oxigênio, gás carbônico e diversas substâncias orgânicas que podem ser absorvidas pela vegetação, destacando a importância da água no solo como um veículo por onde esses elementos se movimentam (LEPSCH, 2013).

A difusão é determinada pelo movimento de íons em direção às raízes das plantas, devido ao gradiente de concentração concebido na superfície radicular, isto é, o nutriente movimenta-se de uma zona de maior concentração para uma zona de menor concentração (BARBER, 1984). Por fim, o fluxo de massa é caracterizado pelo gradiente de potencial hídrico gerado pela absorção de água através das raízes, ou seja, o nutriente é transportado de uma zona de maior potencial de água para uma zona de menor potencial de água (SILVA, *et al.* 1998).

**Figura 14:** Absorção de nutrientes pelas raízes das plantas por interceptação, fluxo de massa e difusão.



Fonte: Adaptado de Pedrosa *et al.* (2014).

Deste modo, o déficit hídrico pode afetar o desenvolvimento da planta com a ocorrência da inibição da atividade fotossintética, decrescimento da área foliar, biomassa e transpiração (BERGAMASHI *et al.* 2006). O solo armazena a água da precipitação e a vegetação absorve essa água para realizar o transporte de nutrientes e o processo de transpiração, sendo que grande parte da água é devolvida para a atmosfera na forma de vapor. A água armazenada no solo é retida no sistema poroso, entre os agregados e em finas películas em torno da superfície das partículas coloidais das argilas e húmus.

Desta maneira, segundo Lepsch (2013), a retenção de água no solo pode ser classificada em três estados de umidade do solo (Figura 15), sendo eles: saturado, úmido e seco. No primeiro todos os poros estão preenchidos com água. Após a precipitação cessar, a água presente nos macroporos é drenada em direção aos

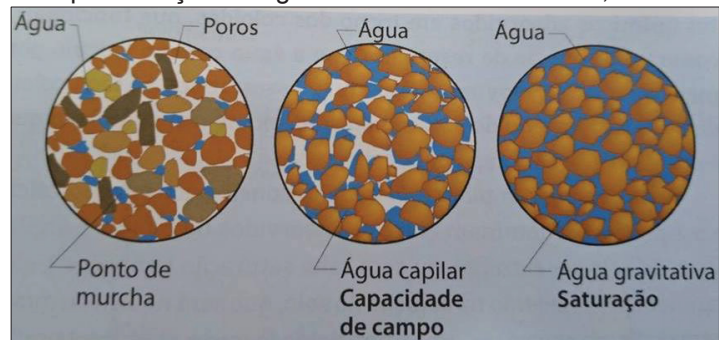
horizontes inferiores (para baixo ou lateralmente) até alcançar o nível freático. Essa água drenada é nominada como gravimétrica devido ao seu movimento no interior do solo com a ação da gravidade.

Após o movimento da água gravimétrica, ela passa para o estado úmido, onde o solo apresenta a máxima capacidade de reter a água em condições de campo, sendo denominada de capacidade de campo (CC). Nesta situação, o ar pode preencher parte do sistema poroso e a água fica retida no solo com uma determinada força que a mantém por muito tempo, mesmo com a força da gravidade. Entretanto, as plantas conseguem vencer essa força e absorver essa água retida no sistema poroso.

Deste modo, a CC é definida como o limite superior de disponibilidade de água para as plantas, onde o solo encontra-se com a máxima quantidade de água que ele pode armazenar contra a ação da força da gravidade, ou seja, quando a taxa da drenagem interna alcança um valor considerado desprezível, após o excesso de água ter sido drenado (PREVEDELLO e ARMINDO, 2015). Dependendo da estrutura e textura do solo, isso pode ocorrer depois de 2 ou mais dias após a precipitação. Entretanto, existe uma dificuldade de se estabelecer com precisão a capacidade de campo, uma vez que seu processo é dinâmico e depende da redistribuição interna da água no solo, no qual a umidade e a pressão da água no solo variam no tempo e no espaço (PREVEDELLO e ARMINDO, 2015).

Por fim, após a retirada da água até dos microporos pelas plantas e pela evaporação da água, o solo passa para o estado seco, onde apesar da denominação, ele ainda apresenta uma pequena quantidade de água na forma de películas extremamente finas em volta das partículas coloidais. Porém, essa água é retida com uma força maior do que a capacidade de extração das plantas e, portanto, impossibilita a absorção dessa água pelas raízes, podendo causar a morte da planta (ponto de murcha permanente - PMP). Deste modo, a disponibilidade de água para as plantas pode ser determinada como a quantidade total de água no solo disponível entre a CC e o PMP, levando em consideração a profundidade efetiva do sistema radicular (VEIHMEYER e HENDRICKSON, 1927).

**Figura 15:** Representação da água no solo no estado seco, úmido e saturado.



Fonte: Lepsch (2013).

Neste contexto, ressalta-se que um solo com macroporosidade superior ao ideal (17% da porosidade total) gera menores fluxos de água constantes e assim, afeta concomitantemente o fluxo de nutrientes até a raízes da vegetação. Entretanto, o contrário ocorre em um solo com predominância de microporosidade (>90% da porosidade total) onde os poros saturados com água contribuem com os fluxos de massa e difusão dos nutrientes, porém, acarreta na presença inferior de ar e oxigênio (BOGNOLA *et al.* 2010).

O ar presente nos poros do solo (porosidade de aeração) também é importante para a respiração das raízes das plantas, que consomem o oxigênio para produzir energia. Essa energia é utilizada para absorver os nutrientes do solo e, portanto, para um bom crescimento da vegetação é necessário que ocorra um equilíbrio entre a quantidade de água e ar presente no solo, pois o excesso de água pode acarretar na carência de oxigênio e causar consequências no crescimento das plantas (LEPSCH, 2013).

Em relação ao gênero *Pinus*, este apresenta grandes adaptações em diversas condições ambientais, como em regiões com invernos rigorosos com até nove meses de duração ou em locais com teores muito baixos de nutrientes, com solos arenosos ou rasos em relevos montanhosos (RICHARDSON e RUNDEL, 1998). As formações naturais da espécie de *Pinus taeda* são encontradas em sua maioria nos EUA, em clima úmido com verões longos e quentes e invernos intermediários, onde seus principais limitadores são as baixas temperaturas durante o inverno e os problemas provocados pela neve e gelo (BOGNOLA, 2007).

No Brasil, o *Pinus taeda* foi plantado em grandes escalas a partir da década de 60 e por causa de sua grande capacidade de adaptação, essa espécie passou a ser uma das mais utilizadas no povoamento comercial, principalmente nos planaltos

da região Sul do país. Porém, o crescimento do *Pinus taeda* também pode ser limitado em áreas que permanecem grande parte do tempo saturadas, em solos rasos ou erodidos, uma vez que em regiões tropicais e subtropicais normalmente a radiação e a temperatura não são fatores limitantes do crescimento da vegetação (BOGNOLA, 2007). Neste caso, o crescimento é mais relacionado aos fluxos adequados de água, ar e nutrientes.

Segundo Gonçalves e Mello (2005), as raízes finas (diâmetro  $\leq 2$  mm) das plantas são as principais responsáveis pela absorção de água e nutrientes. No caso do *Pinus*, as raízes finas (Figura 16) se estabelecem em sua grande maioria nos horizontes superficiais e serapilheira, onde ocorre a maior presença do teor de húmus que proporciona a liberação de nutrientes (ANDRADE, 1978). A serapilheira pode armazenar certa quantidade de água através dos seus tecidos, no qual satura durante a precipitação e essa água é drenada até o solo e abastece as raízes da vegetação (LOPES, 2009).

**Figura 16:** Representação das raízes finas do *Pinus*.



**Fonte:** Adaptado de Lopes (2009).

Lopes (2009), analisando a quantidade de raízes finas em um povoamento de *Pinus taeda* em diferentes camadas de profundidade do solo com serapilheira na região de Cambará do Sul – RS, concluiu que 78,28% das raízes finas localizaram-se na camada de serapilheira até 20 cm de profundidade, sendo que a maior densidade com 62,59% ocorreu na camada de serapilheira até 10 cm de profundidade do solo. Desta maneira, destaca-se a importância das raízes finas no processo de absorção de água e nutrientes na camada de serapilheira e nas camadas mais superficiais (mais

orgânicas) do solo. Schumacher *et al.* (2005), analisaram a biomassa das raízes finas do *Pinus taeda* e verificaram que 84,6% dela localizou-se nos primeiros 30 cm de solo.

Neste contexto, alguns estudos analisaram a influência da umidade e dos atributos físico-hídricos do solo no crescimento do *Pinus taeda*. Turvey *et al.* (1986), observaram que o crescimento do *Pinus* de 11 anos possui correlação positiva com a profundidade do solo e negativa com a quantidade de areia. Doldan (1990), constatou que os atributos físico-hídricos do solo que mais atuam como fatores limitantes no crescimento desta planta com 15 anos são: a capacidade de retenção de água, a profundidade efetiva do horizonte A e o grau de desenvolvimento do perfil do solo. O autor concluiu que os solos localizados em terraços próximos aos rios apresentaram o maior crescimento do *Pinus taeda*, devido a maior disponibilidade de água.

Correia *et al.* (1996), também verificaram que a disponibilidade de água no solo foi um dos fatores mais importantes para o crescimento do *Pinus taeda*, sendo que Morris *et al.* (2006), constataram que o potencial de água e a areação do solo, são os fatores que mais afetam no crescimento das raízes do *Pinus taeda*. Segundo os autores, a taxa de crescimento das raízes dependeu do conteúdo de água no solo como resultado de sua correlação com cada fator.

Dedecek *et al.* (2008), observaram que as áreas com os maiores teores de água disponível (>3,2%), umidade atual (>34,1%), densidade do solo (>1,29 kg dm<sup>-3</sup>) e menor porosidade total (<51,8%) e macroporosidade (<13,3%), estão relacionadas com a vegetação de *Pinus taeda* (22 anos) de maior altura e *DAP*, para a profundidade de 0 a 10 cm. Para esses solos, desde que os limites críticos não sejam atingidos (macroporosidade <10%), uma maior microporosidade (>74% da porosidade total) apresentou maiores benefícios ao crescimento da espécie. Os autores destacam que a ocorrência de maior umidade na camada superficial pode ter contribuído diretamente no maior crescimento do *Pinus taeda*, devido à essa camada ser geralmente mais rica em nutrientes, por causa da maior concentração de matéria orgânica e ciclagem da serapilheira.

Além disso, as maiores quantidades de água disponível foram associadas aos maiores valores de silte, uma vez que o silte acarreta em uma maior microporosidade e aumenta a força de retenção de água pela capilaridade (HILLEL, 1980). Ainda segundo Dedecek *et al.* (2008), os solos com maior volume de madeira comercial apresentaram maior teor de água disponível, quantidade de silte e areia fina, assim como evidenciado em Hillel (1980). Os autores também verificaram que os locais com

solos argilosos proporcionaram os maiores valores de altura, assim como demonstrado em Rigatto *et al.* (2004), para *Pinus taeda* com oito anos de idade. Santos Filho *et al.* (1993), constaram que o baixo crescimento desta espécie está relacionado à solos arenosos e em locais do relevo que propiciam a lixiviação e a baixa capacidade de retenção da água.

Por outro lado, Bognola (2007) e Bognola *et al.* (2010), constataram em três diferentes locais que as maiores umidades do solo (38,9% a 54,1%) influenciaram negativamente no volume de madeira ( $r = -0,67$  a  $-0,75$ ), evidenciando que os solos com menor macroporosidade (<21%), porosidade de aeração (<22,5%) e drenagem mais lenta, dificultaram o crescimento do *Pinus taeda* (12 anos), isto é, o excesso de umidade no solo pode acarretar em limitações no crescimento da vegetação, tanto nas camadas superficiais (5 a 10 cm) quanto nas camadas subsuperficiais (35 a 40 cm) do solo. Os autores ainda verificaram que os solos com boa drenagem, com predominância da macroporosidade (24,2% a 32,1%) e porosidade de aeração (25,8% a 33,1%), apresentaram maior crescimento do *Pinus taeda* ( $r = 0,66$ ), visto que a microporosidade afetou de maneira negativa o crescimento desta vegetação, devido ao fato que o seu aumento resulta em maior umidade do solo por períodos mais prolongados e diminui a aeração.

Olarieta *et al.* (2006), relataram que o aumento da quantidade de areia em solos com 33% a 51% de argila, contribui positivamente no crescimento do *Pinus*, devido ao aumento da macroporosidade e porosidade de aeração. Santos Filho e Rocha (1987), também concluíram que o excesso de umidade afeta o crescimento do *Pinus taeda* e que os atributos físicos do solo predominam sobre as químicas no estabelecimento dos melhores sítios.

Entretanto, destaca-se que todos estes trabalhos supracitados relacionaram a umidade e os atributos físico-hídricos do solo com o crescimento do *Pinus taeda*, utilizando dados “estáticos” da umidade no momento da coleta da amostra de solo, porcentagem de macro e microporosidade e capacidade de retenção da água, isto é, não analisaram a dinâmica espaço-temporal umidade do solo.



#### 4.6. ARBORIMETRIA NÃO DESTRUTIVA E ESTIMATIVA DO VOLUME DO *Pinus taeda*

O crescimento da vegetação é analisado pelo alongamento ou engrossamento (processos aditivos de crescimento) do caule, ramo e raízes, e pela ramificação (processos multiplicativos de crescimento) da copa e das raízes. Deste modo, o aumento da altura, das proporções da copa e do sistema radicular da vegetação, são classificados como crescimento primário, enquanto que o aumento do diâmetro do tronco, dos ramos e das raízes, que concomitantemente geram o aumento do volume e da massa lenhosa, são classificados como crescimento secundário (ENCINAS *et al.* 2005).

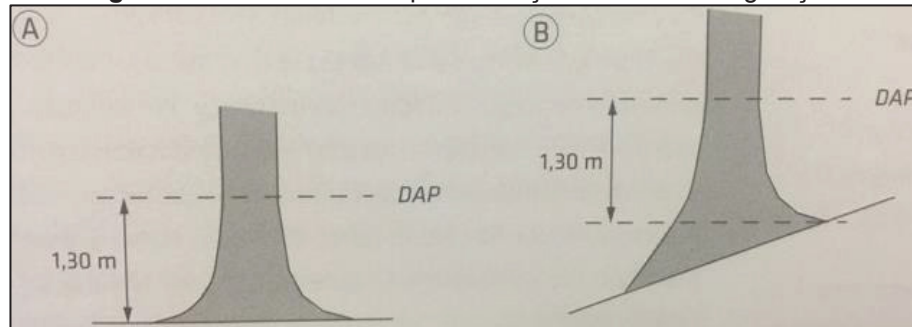
Neste sentido, as fases de estabelecimento e maturidade, são as fases de desenvolvimento da vegetação onde ocorrem as maiores alterações na produção de biomassa total, estando intrinsecamente relacionadas ao crescimento do diâmetro, altura, forma e volume. O crescimento da vegetação tende a acompanhar as variações climáticas locais que ocorrem ao longo do ano, de modo que o crescimento é intenso em períodos com grande disponibilidade de luz solar e água (estação de crescimento), e o contrário ocorre nos períodos mais frios (estação de dormência) ou quando não há disponibilidade de água no solo, sendo que o crescimento pode até cessar completamente (BATISTA *et al.* 2014).

A arborimetria não destrutiva utiliza medidas da vegetação em pé sem a necessidade do corte para amostras e sem gerar impacto na paisagem. Desta maneira, é possível realizar o monitoramento do crescimento da vegetação. Entretanto, a arborimetria não destrutiva fica limitada aos poucos atributos que podem ser medidos quando as árvores estão em pé, como o diâmetro do tronco e a altura da árvore.

As principais finalidades do sistema lenhoso (tronco e ramos) são a sustentação da vegetação e o transporte de seiva bruta e elaborada para as demais áreas. Assim, o tamanho do tronco possui grande ligação com o tamanho das árvores (ramos, folhas e o sistema radicular). Deste modo, o diâmetro do tronco constitui-se como a medida mais simples do tamanho das árvores, no qual pode ser usado para classificá-las por tamanho (BATISTA *et al.* 2014). Esta medida é realizada através do diâmetro à altura do peito (*DAP*), ou seja, o diâmetro do tronco medido à uma altura de 1,30 m (Figura 17) para padronizar os levantamentos.

O método indireto para medição do *DAP* utiliza uma fita métrica ou fita dendométrica para medir a circunferência à altura do peito (*CAP*), que posteriormente é transformada em *DAP* por meio da equação 19, considerando que o tronco possui a forma geométrica de um círculo perfeito. Já o método direto usa um compasso florestal para medir diretamente o diâmetro do tronco.

**Figura 17:** Método indireto para medição do *DAP* da vegetação.



Fonte: Batista *et al.* (2014).

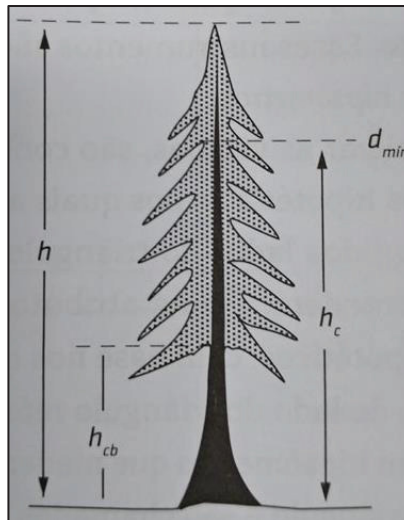
$$DAP = \frac{CAP}{\pi} \quad (19)$$

onde *CAP* é a circunferência na altura do peito (cm) e  $\pi$  é igual a 3,14...

A altura da vegetação tanto em florestas nativas quanto em florestas plantadas, aponta o status individual de uma árvore em relação à competição entre as árvores que compõem a floresta. As árvores mais altas que a média da floresta possuem localização favorecida em relação à luz solar, proporcionando maior crescimento e menor possibilidade de mortalidade. Já as árvores mais baixas que a média de altura da floresta, podem ser típicas de sub-bosque ou estão sombreadas pelas árvores de maior altura e podem ter seu crescimento prejudicado (BATISTA *et al.* 2014).

A altura total é a distância entre a base da árvore e a ponta do ramo mais alto, sendo a medida mais usada, pois é menos sujeita a diferentes interpretações. Entretanto, existem outras medidas de altura da árvore (Figura 18) como a altura comercial, que é a medida da base até onde o tronco possui diâmetro mínimo para uso comercial da madeira; altura da base da copa, que é a medida da base até o início da copa; e o comprimento de copa, que é a diferença entre a altura total e a altura da base da copa.

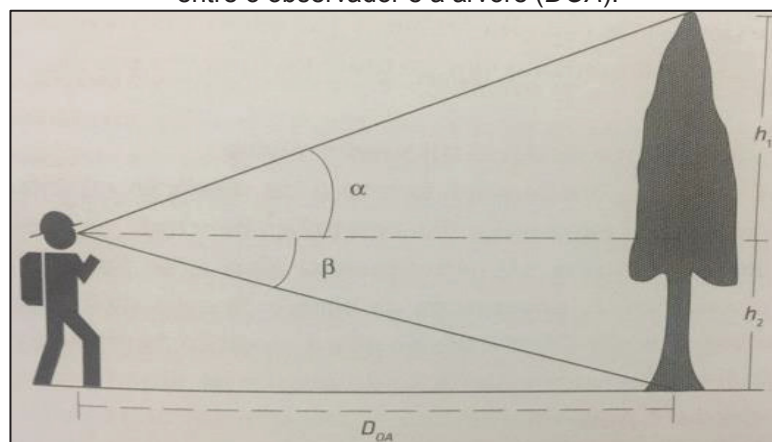
**Figura 18:** Diferentes medições de altura de uma árvore, onde  $h$  é a altura total,  $h_{cb}$  é a altura da base da copa,  $h_c$  é a altura comercial com o diâmetro mínimo comercial ( $d_{min}$ ).



Fonte: Batista *et al.* (2014).

A medição direta da altura é realizada através da utilização de uma régua ou haste telescópica graduada alinhada paralelamente à árvore. Porém, este método só é possível em árvores de pequeno porte, uma vez que são usadas réguas ou hastes que possuem comprimento máximo de 15 m de altura. Em contrapartida, a medição indireta consiste em utilizar instrumentos (hipsômetros trigonométricos ou clinômetros) que realizam visadas do topo e da base da árvore, que juntamente com a distância do observador até a árvore, formam um triângulo hipotético, onde a altura da árvore é representada por um dos lados do triângulo (Figura 19).

**Figura 19:** Medição da altura da árvore pelo método indireto, onde o instrumento mede os ângulos formados e a altura é determinada por meio da tangente dos ângulos medidos ( $\alpha$  e  $\beta$ ) e da distância entre o observador e a árvore ( $DOA$ ).



Fonte: Batista *et al.* (2014).

Atualmente, com a utilização de veículos aéreos não tripulados (VANTs) é possível realizar levantamentos para obter imagens aéreas de um determinado local, que são analisadas e processadas via software até a geração de produtos cartográficos como ortomosaicos, nuvens de pontos, modelos digitais de terreno (MDT) e de superfície (MDS), os quais podem fornecer outros produtos como distâncias e alturas de objetos. Deste modo, Hung *et al.* (2018), estimaram a altura da vegetação subtraindo o MDT do MDS da bacia do rio Saci e geraram o modelo digital da vegetação (MDV), que apresenta a altura da vegetação de forma distribuída, considerando que a área de estudo se constitui como uma bacia hidrográfica florestada e, portanto, não apresenta nenhuma outra feição acima da superfície do terreno além da vegetação. Para a validação do MDV foram levantadas as alturas individuais de 54 árvores medidas em campo utilizando uma haste telescópica graduada, obtendo um  $R^2 = 0,87$ .

Segundo Batista *et al.* (2014), em florestas plantadas são frequentes a forte relação quantitativa entre o *DAP* e a altura total, sendo classificada como relação hipsométrica. Esta relação é importante para o volume e biomassa das árvores, pois conforme o *DAP* aumenta, a altura também aumenta. Porém, à medida que a vegetação cresce, ela atinge um ponto em que o crescimento da altura começa a desacelerar até ser praticamente nula, enquanto que o *DAP* pode continuar crescendo. Neste contexto, destaca-se que para uma mesma espécie de planta com as mesmas condições de implantação e condução da floresta, a relação hipsométrica pode diversificar em consequência das inúmeras influências ambientais de cada local, sendo impossível quantificar todos os fatores ambientais que definem uma determinada característica ambiental.

No monitoramento do crescimento da vegetação com medições contínuas, a unidade de tempo que se deve utilizar é a anual, pois não é recomendado utilizar intervalos menores que um ano, uma vez que para a maioria das vegetações, o ciclo anual da estação de crescimento e dormência é normalmente o fator mais importante no monitoramento do crescimento da vegetação a curto prazo. Desta forma, em florestas nativas onde o crescimento da vegetação geralmente é mais lento, é comum que as medições do monitoramento sejam realizadas em intervalos de três a cinco anos, enquanto que em florestas plantadas onde o crescimento normalmente é mais rápido, é comum que as medições sejam anuais (BATISTA *et al.* 2014).

O crescimento do volume do tronco da árvore é consequência do aumento do diâmetro, altura e forma do tronco, que concomitantemente influenciam na biomassa, pois conforme a árvore cresce, a massa lenhosa tende a ficar mais densa, ou seja, deixando maior a densidade da madeira (BATISTA *et al.* 2014). Entretanto, a forma, volume e biomassa são medidas destrutivas e deste modo, não podem ser monitoradas. Neste sentido, as medidas mais utilizadas para o monitoramento da vegetação são o *DAP* e a altura, no qual podem gerar medidas preditivas derivadas como o volume total do tronco (FINGER, 1992).

Desta maneira, a estimativa do volume total do tronco em pé é utilizada para analisar a produção e o crescimento da vegetação, onde segundo Encinas *et al.* (2005), essa estimativa necessita do diâmetro, altura e forma da árvore. No entanto, somente o diâmetro e a altura podem ser medidos sem a necessidade do abate de árvores para amostras, enquanto que a forma só pode ser alcançada através de conceitos abstratos de forma, como uma função matemática que retrate a forma do tronco ou usando índices quantitativos, como o fator de forma<sup>3</sup>.

Deste modo, é comum que o volume do tronco seja predito a partir apenas das medidas do *DAP* e altura, em equações de dupla entrada (equação padrão de volume), onde principalmente em florestas que possuem a forma das árvores relativamente homogênea, essas equações fornecem previsões de boa qualidade sem a necessidade de medição da forma (MACHADO *et al.* 2002). Portanto, a forma nas equações de dupla entrada é determinada implicitamente pela sua estrutura funcional ou pelos valores das constantes da equação.

Existem diversas propostas de equações que usam o *DAP* e a altura total para a estimativa do volume individual de árvores, onde utilizando determinado método de amostragem, é possível estimar o volume ou peso de um povoamento florestal (SPURR, 1952; VEIGA, 1981; COUTO e VETTORAZZO, 1999).

Em relação ao *Pinus taeda*, Couto e Vettorazzo (1999), realizaram um estudo em seis parcelas com área total de 0,6 km<sup>2</sup> no município de Telêmaco Borda - PR, com *Pinus taeda* de 6 e 11 anos, no qual 48 árvores foram selecionadas como amostras e as medidas de *DAP* e altura foram levantadas. A partir disso, foram testadas sete equações para estimar o volume e peso das árvores, aplicando o

---

<sup>3</sup> O fator de forma utiliza amostras destrutivas para representar a forma do tronco por meio da razão entre o volume sólido (volume real da árvore) e o volume de um cilíndrico de mesmo diâmetro e altura.

método dos mínimos quadrados para o ajuste e a análise de regressão. Os autores concluíram que a equação combinada (equação 20) para todas as seis parcelas, foi a que apresentou melhor estimativa do volume do *Pinus taeda*, com uma relação de  $R^2 = 0,98$ . Deste modo, os coeficientes da equação foram determinados por:

$$V_t = \beta_0 + \beta_1 DAP^2 h \quad (20)$$

onde  $V_t$  é o volume total do tronco ( $m^3$ ),  $DAP$  é o diâmetro à altura do peito (cm),  $h$  é a altura total da árvore (m) e  $\beta_0$  e  $\beta_1$  são coeficientes de regressão determinados como  $- 0,001035 + 0,000037$  respectivamente. Já a EMBRAPA (2011), afirma que as equações mais simples para estimar o volume de árvores ou plantações florestais são embasadas no  $DAP$  (m), altura total (m) e fator de forma ( $f$ , adimensional). Deste modo, o  $V_t$  pode ser estimado por meio de:

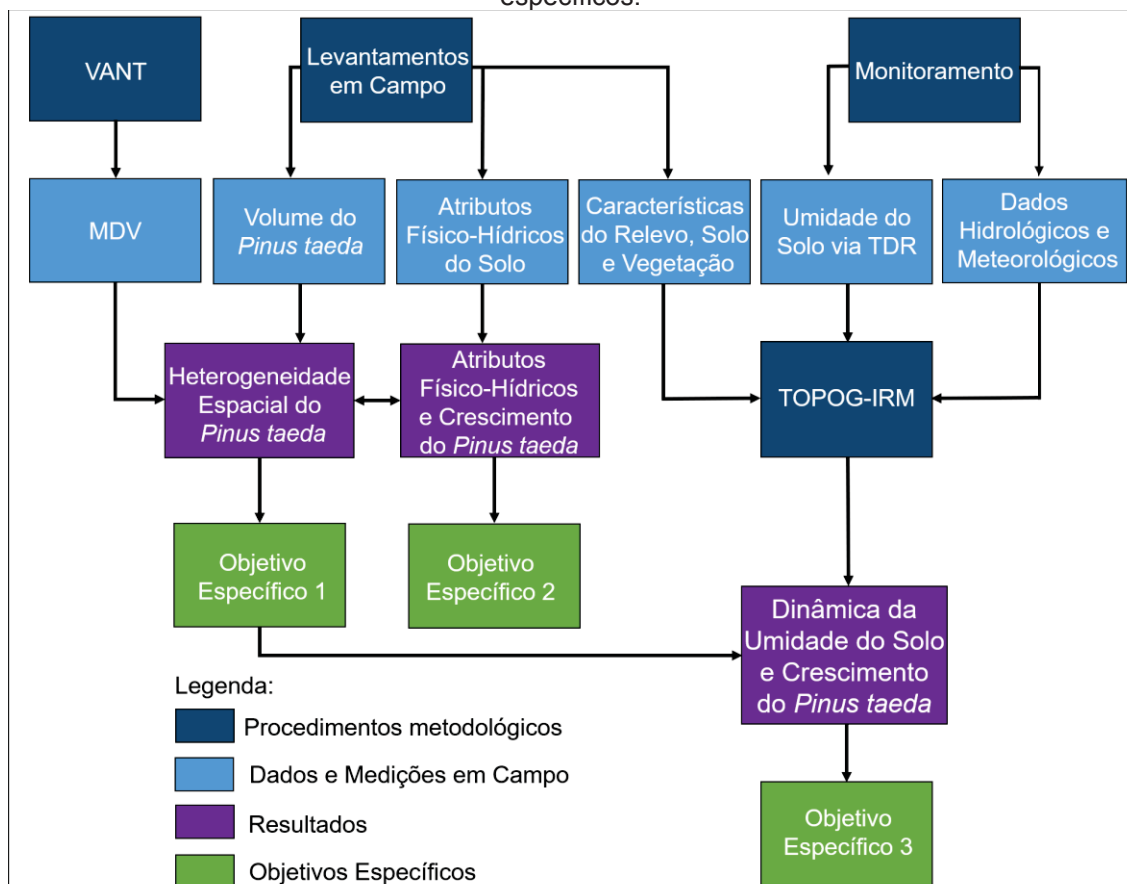
$$V_t = 0,7854 f DAP^2 h \quad (21)$$

considerando que quanto mais cilíndrico for o tronco, mais próximo de 1 será o  $f$ . O  $f$  de árvores nativas como a araucária em idade avançada pode ultrapassar o valor de 0,8, enquanto que árvores de povoamentos comerciais como de *Pinus*, os valores médios mais comuns encontrados variam de 0,4 a 0,45 (EMBRAPA, 2011).

## 5. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

O fluxograma apresentado na Figura 20 resume os procedimentos que foram realizados para atingir cada objetivo específicos. A primeira etapa do trabalho consistiu no levantamento com veículo aéreo não tripulado (VANT) para geração do modelo digital da vegetação (MDV), que pode ser observado com mais detalhes em Hung *et al.* (2018). Também foram levantadas em campo medidas não destrutivas de *DAP* e altura total para a estimativa do volume da vegetação, com o objetivo de analisar a heterogeneidade espacial do crescimento do *Pinus taeda*. A segunda etapa foi embasada em trabalhos de campo para o levantamento de amostras de solo e a realização das análises dos atributos físico-hídricos do solo. Em seguida, foi analisada a relação entre os atributos físico-hídricos e o crescimento do *Pinus taeda*. Por fim, a última etapa consistiu no monitoramento de processos hidrológicos e meteorológicos, e aplicação da simulação da dinâmica espaço-temporal da umidade do solo. A posteriori, foi analisada a influência da umidade do solo no crescimento do *Pinus taeda*.

**Figura 20:** Fluxograma com os procedimentos que foram realizados para atingir os objetivos específicos.

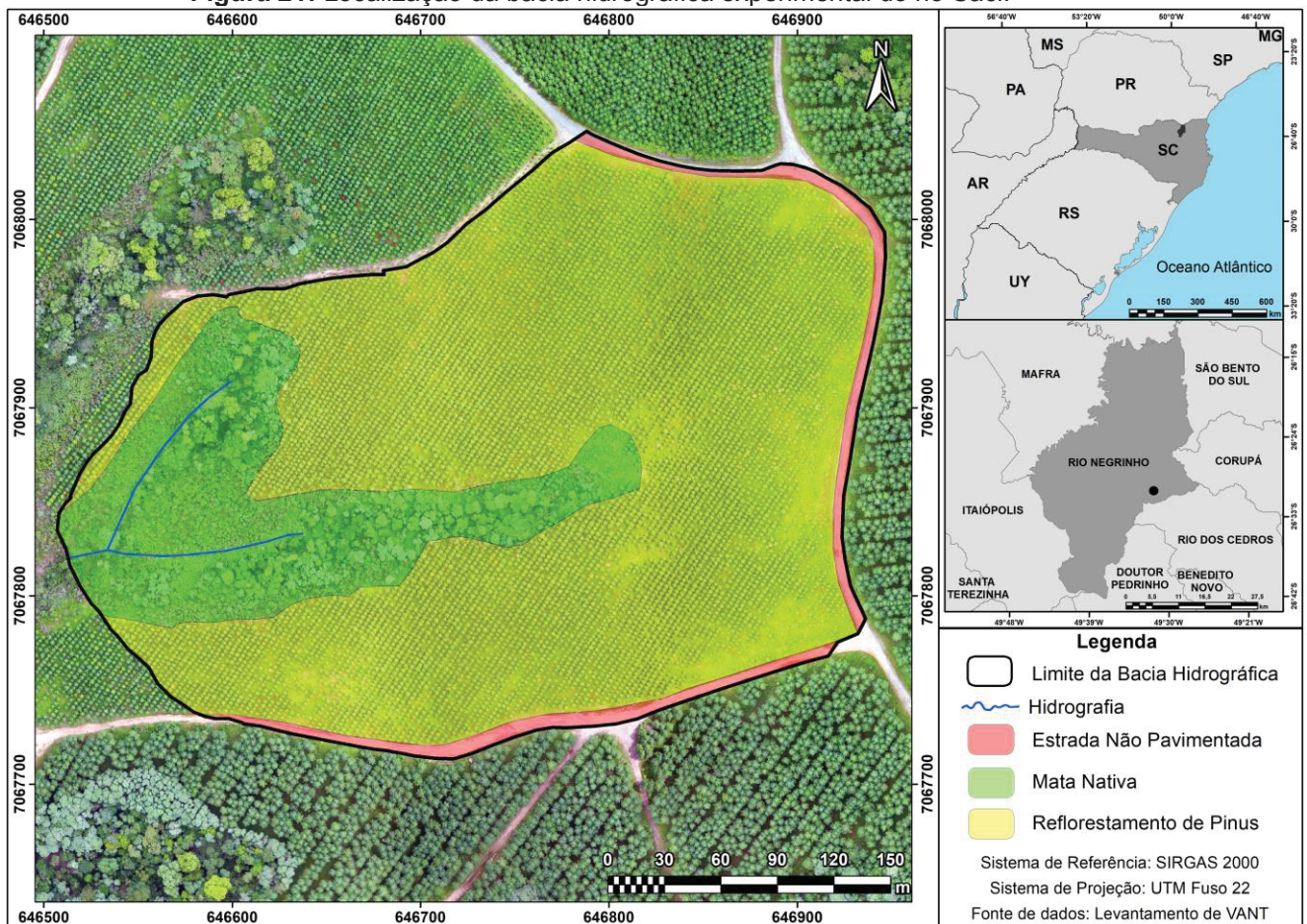


## 5.1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica experimental do rio Saci (Figura 21) possui 0,104 km<sup>2</sup> de área total, está inserida na bacia do Alto Rio Negro e localiza-se no município de Rio Negrinho, no planalto norte do estado de Santa Catarina. Constitui-se como uma bacia hidrográfica florestada com apenas três usos da terra, sendo eles: estrada não pavimentada (3,90%), mata nativa (Floresta Ombrófila Mista) (20,42%) e povoamento de *Pinus taeda* (75,68%) (Figura 21).

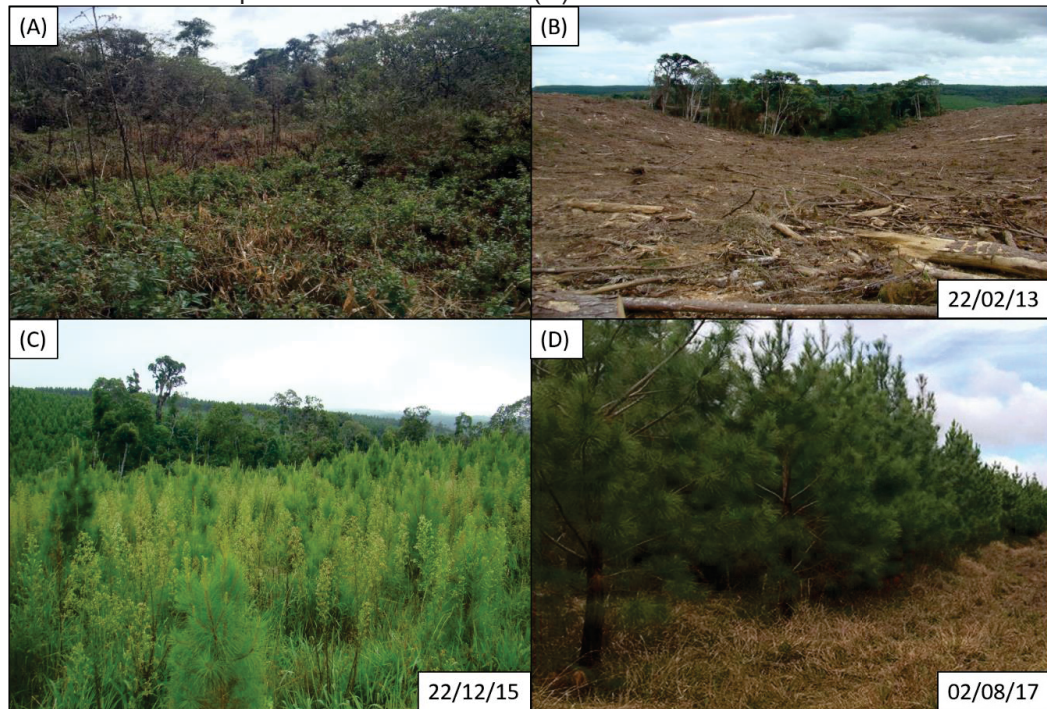
A principal atividade econômica da região está ligada às indústrias madeireiras e produção de papel e celulose. Portanto, o povoamento de *Pinus taeda* recobre a maior parte da bacia principalmente nas encostas e apresenta cerca de cinco anos e meio de idade (Figura 22-B, C e D). Em menor proporção, as zonas ripárias apresentam mata nativa em processo de regeneração natural (Figura 22-A).

**Figura 21:** Localização da bacia hidrográfica experimental do rio Saci.





**Figura 22:** Vegetação nativa na zona ripária (A); representação do corte do plantio anterior do povoamento de *Pinus* (B); representação do atual povoamento com cerca de dois anos e meio (C) e o povoamento atualmente (D) na bacia do rio Saci.



O clima da região é classificado como *Cfb* de acordo com a classificação de *Koppen*, portanto clima temperado com estações bem definidas ao longo do ano, com precipitações bem distribuídas e sem período de seca definido. A temperatura média anual varia entre 15,5°C a 17°C, enquanto que a precipitação pluviométrica total anual varia de 1.360 a 1670 mm, com um total anual de 138 a 164 dias de precipitação. Já a umidade relativa do ar varia entre 80 a 86% (THOMÉ *et al.* 1999).

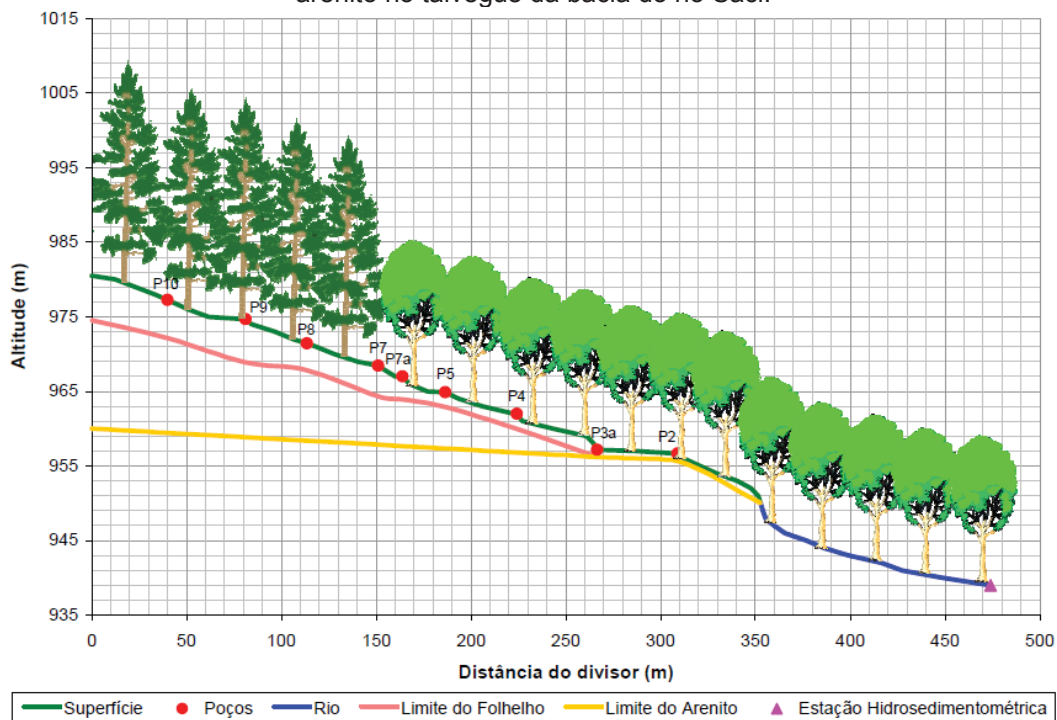
Os solos predominantes na região são os Cambissolos Húmicos que se constituem como solos minerais, pouco desenvolvidos e com horizonte B incipiente muito heterogêneo, tanto na questão das cores, espessura, textura, atividade química da fração argila e saturação por bases (LEPSCH, 2013; EMBRAPA, 2013). Os Cambissolos Húmicos apresentam horizonte A húmico de cor escura, espesso e com alta presença de matéria orgânica, estando relacionado ao clima frio de altitude (áreas de relevo montanhoso) ou clima subtropical. De modo geral, normalmente são solos de baixa fertilidade e ácidos, sendo utilizados apenas para povoamentos de subsistência, pastagem e povoamentos comerciais (LEPSCH, 2013; EMBRAPA, 2013).

A área de estudo apresenta substratos formados por rochas sedimentares que pertencem ao grupo Itararé do Paleozoico Superior, inseridos no Supergrupo Tubarão.

A formação geológica que constitui esse grupo é a formação do Rio do Sul (Permiano), no qual apresenta folhelhos e argilitos cinza escuros na fração inferior, diamictitos acinzentados com matriz arenosa juntamente com arenitos muito finos na fração intermediária e folhelhos em sua maioria várvidos, argilitos, ritmitos e siltitos na fração superior (DNPM, 1986).

Santos (2009), estabeleceu um perfil longitudinal ao longo do talvegue da bacia do rio Saci, ao perfurar 20 poços de monitoramento do nível freático distribuídos na bacia, onde identificou o limite entre a camada de solo, folhelho e arenito (Figura 23). O autor observou que nas áreas mais próximas aos canais ocorre o contato da camada de solo diretamente com o arenito, ao passo que nas encostas a camada de solo se estabelece em cima do folhelho.

**Figura 23:** Perfil longitudinal com representação da profundidade da camada de solo, folhelho e arenito no talvegue da bacia do rio Saci.

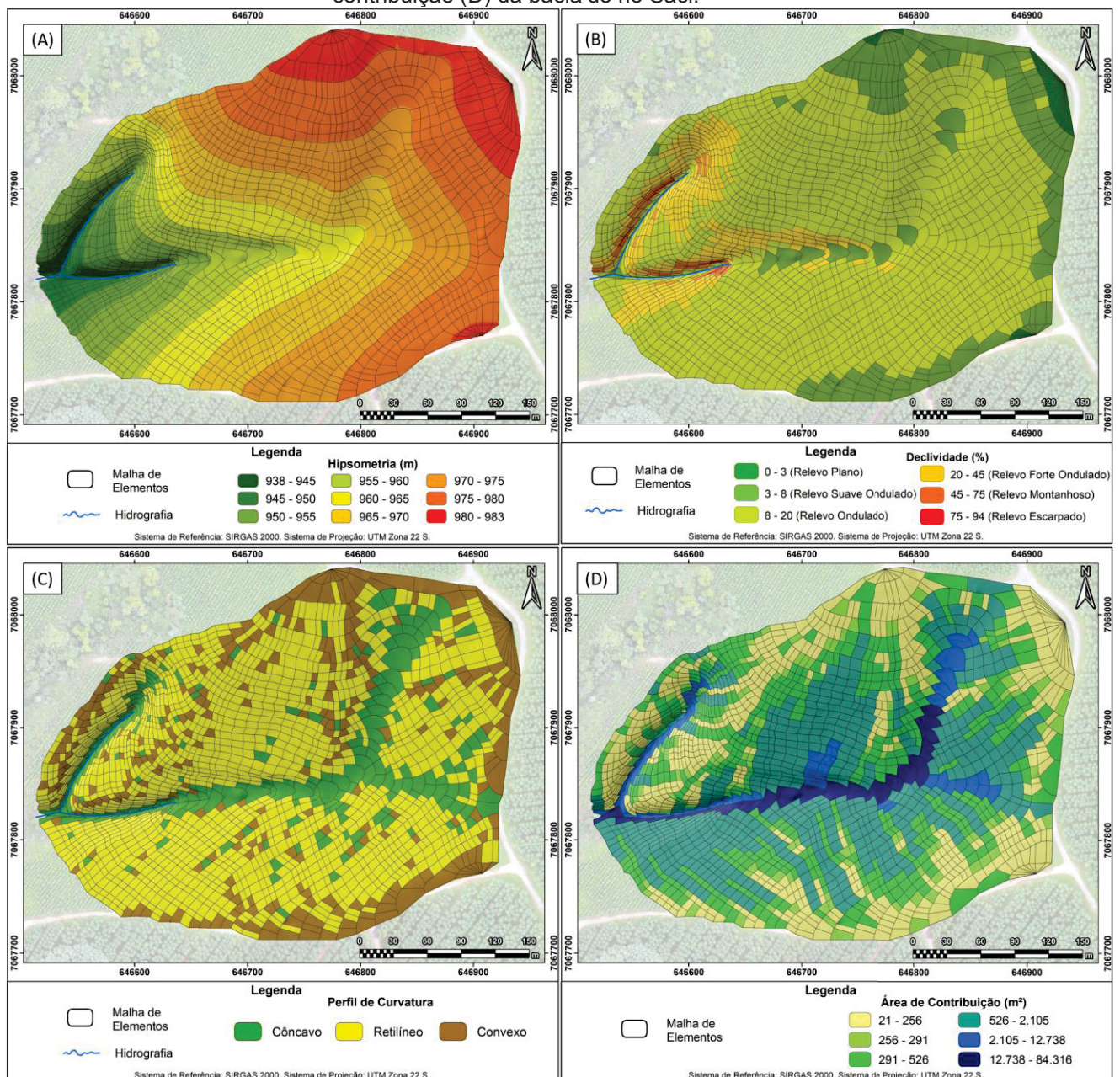


Fonte: Santos (2009).

A base cartográfica da área de estudo foi gerada a partir do levantamento topográfico de Santos (2009), com equidistância de 1 m. Utilizando o modelo TOPOG-IRM, foi gerado a malha de elementos da bacia (Figura 24). O modelo discretiza as características do relevo da bacia hidrográfica por meio das curvas de nível, pontos cotados e hidrografia, com o objetivo de determinar a malha de elementos e as linhas de escoamentos baseados na hidráulica de fluidos. A malha de elementos é gerada

para calcular as linhas de fluxos nas vertentes, através de uma representação tridimensional do relevo. Os elementos são interconectados e estabelecidos pelas linhas de escoamento e pela intersecção das curvas de nível, com a finalidade de gerar a propagação do escoamento da bacia hidrográfica. Para a bacia do rio Saci, a malha gerada apresenta 2.030 elementos.

**Figura 24:** Malha de elementos e hipsometria (A), declividade (B), perfil de curvatura (C) e área de contribuição (D) da bacia do rio Saci.



Fonte: Santos (2009).

A elevação do terreno da área de estudo varia de 938 m a 983 m conforme a Figura 24-A, sendo que as suas características geomorfológicas variam de relevos

planos de baixa energia, a relevos montanhosos principalmente próximos aos canais de drenagem (Figura 24-B). Entretanto, a maior parte da bacia apresenta relevos ondulados. Já o perfil de curvatura da bacia (Figura 24-C) apresenta vertentes com formas convexas nas duas nascentes e em áreas com convergência de fluxos, ao mesmo tempo que nas áreas mais próximas aos divisores, são encontradas formas côncavas. As demais áreas são compostas por formas retilíneas em sua grande maioria. Por fim, a Figura 24-D apresenta a área de contribuição de cada elemento.

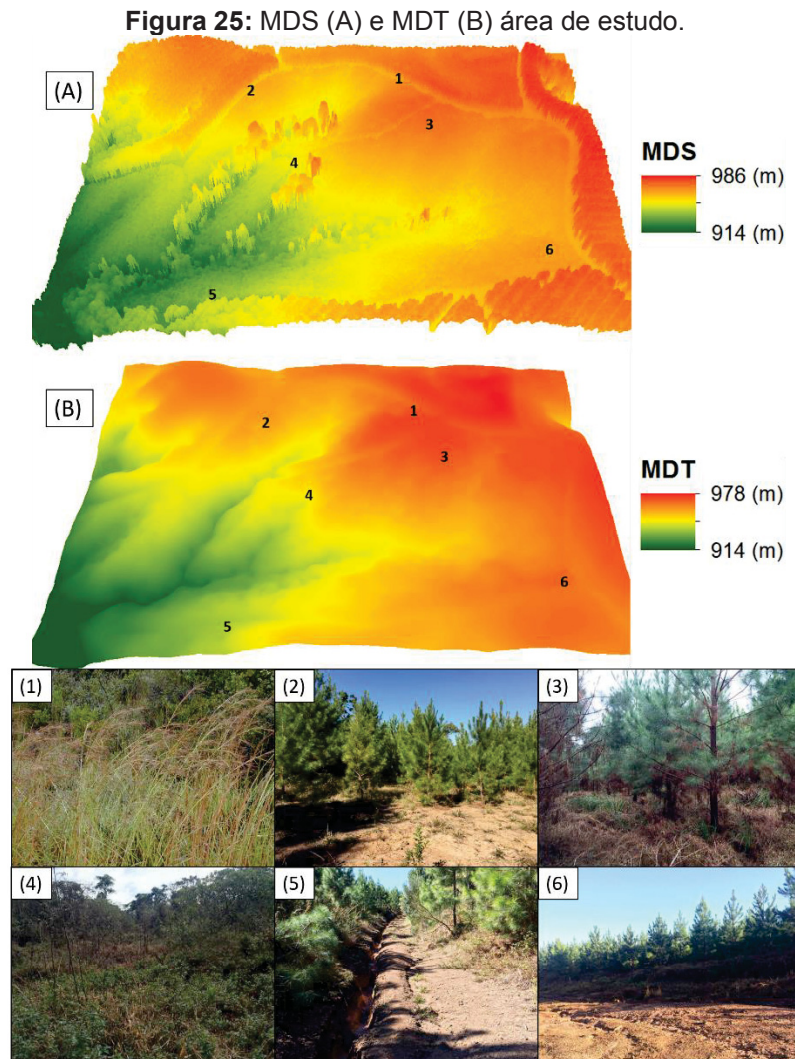
## 5.2. ESTIMATIVA DO VOLUME DO TRONCO DO *Pinus taeda* E ESPACIALIZAÇÃO DO MODELO DIGITAL DA VEGETAÇÃO (MDV)

Para a estimativa do volume do tronco do *Pinus taeda*, foram levantadas em trabalhos de campo, medidas da altura e *DAP*. Esses levantamentos foram realizados em um transecto com 13 pontos de medições da umidade do solo, sendo que em cada ponto foram medidos três exemplares, totalizando 39 árvores. A medida da altura foi realizada utilizando uma haste telescópica graduada, enquanto que o levantamento do *DAP* foi utilizado o método indireto, onde primeiramente foi necessário medir a circunferência do tronco à uma altura de 1,30 m (circunferência na altura do peito) com uma fita métrica, que posteriormente foi transformada em *DAP* através da equação 19. Foram testadas as equações 20 e 21 de Couto e Vettorazzo (1999) e Embrapa (2011), onde ambas apresentaram resultados muito similares com  $R^2 = 0,99$ , quando comparadas. Desde modo, a equação recomendada pela Embrapa com o fator de forma ( $f$ ) de 0,45, foi escolhida para ser utilizada na estimativa dos volumes do povoamento de *Pinus taeda*, por ser a mesma equação utilizada pela Embrapa no software SIS PINUS (EMBRAPA, 2011).

Foram realizados dois levantamentos, o primeiro em setembro de 2017 e o segundo em janeiro de 2019, com o intuito de se analisar o incremento anual. O povoamento de *Pinus taeda* foi plantado com espaçamento de 2,5 x 3 m no dia 18/07/2013, portanto, o levantamento realizado em janeiro de 2019 representa o crescimento acumulado do povoamento desde sua plantação.

Hung *et al.* (2018), realizaram um levantamento com um veículo aéreo não tripulado (VANT) na bacia do rio Saci, para a obtenção do modelo digital de superfície (MDS) e o modelo digital do terreno (MDT) com resolução espacial de 1 m e escala

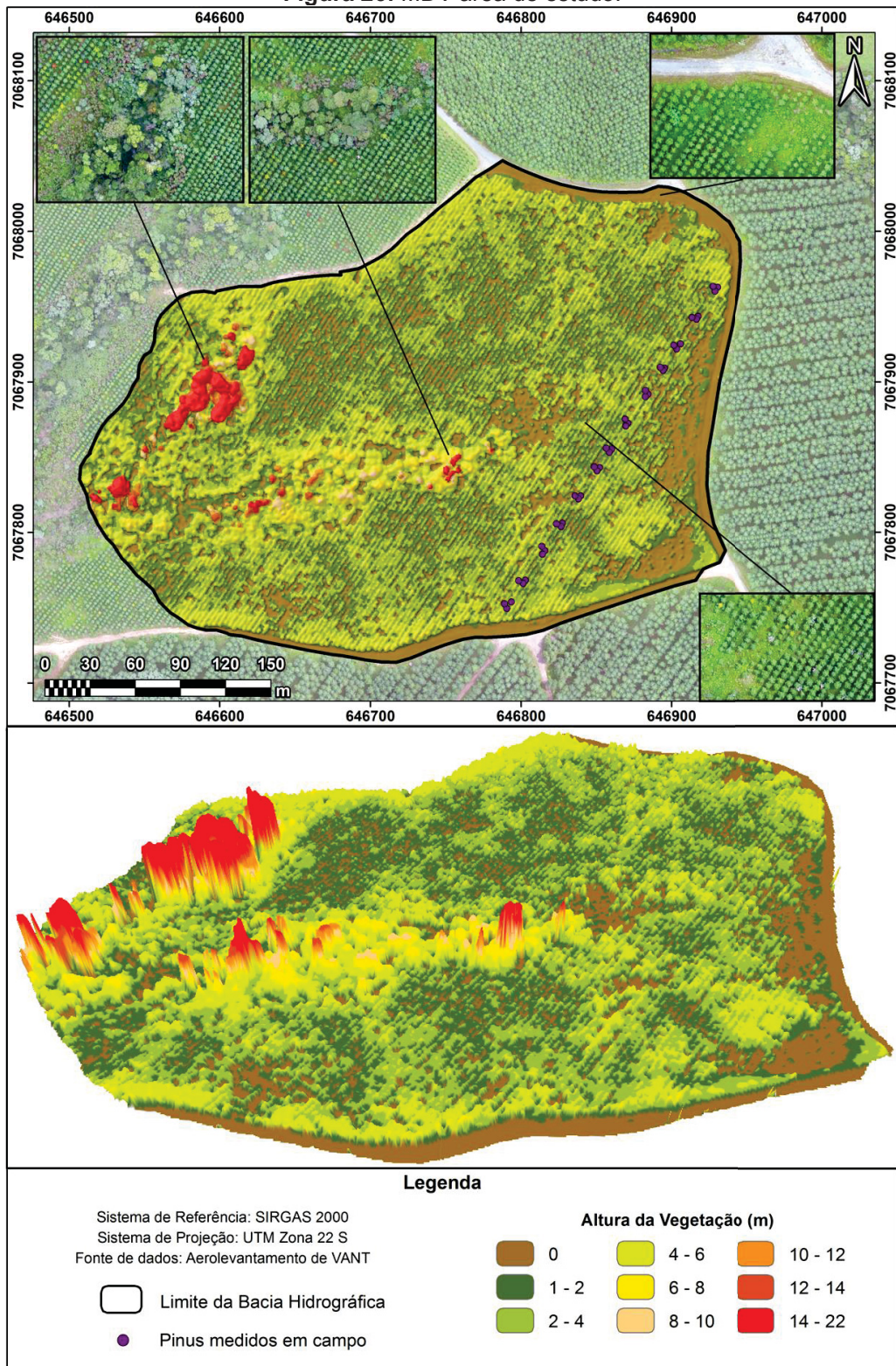
1:5.000. Como produto secundário do processo, foi possível obter a altura da vegetação de forma distribuída, no qual foi denominado de modelo digital da vegetação (MDV), subtraindo o MDT do MDS (Figura 25) e considerando que a área de estudo se constitui como uma bacia hidrográfica florestada e, portanto, não apresenta nenhuma outra feição acima da superfície do terreno além da vegetação.



Fonte: Hung *et al.* (2018).

Foram extraídos do MDV (Figura 26) as alturas do povoamento de *Pinus taeda*, que representam os valores para fevereiro de 2017 (data do levantamento). Estes valores de alturas do MDV foram utilizados para analisar a distribuição espacial do crescimento do *Pinus* e comparados com a umidade do solo simulada pelo TOPOG-IRM em determinados elementos da bacia.

Figura 26: MDV área de estudo.



### 5.3. LEVANTAMENTO DOS ATRIBUTOS FÍSICO-HÍDRICOS DO SOLO

Segundo Ensenbeer (2001), o conhecimento detalhado das características do solo é essencial para o entendimento da dinâmica da umidade do solo e dos mecanismos de geração de escoamento, principalmente em pequenas bacias hidrográficas. Para o presente trabalho, foram levantadas 52 amostras nos 13 pontos de medições da umidade do solo a 20 cm de profundidade, para analisar os atributos físico-hídricos do solo. A escolha da análise na camada superficial do solo se deu pelo fato de que as raízes finas (diâmetro  $\leq 2$  mm) das plantas são as principais responsáveis pela absorção de água e nutrientes (GONÇALVES e MELLO 2005). No caso do *Pinus*, as raízes finas se estabelecem em sua grande maioria nos horizontes superficiais e serapilheira, onde ocorre a maior presença do teor de húmus que proporciona a liberação de nutrientes (ANDRADE, 1978).

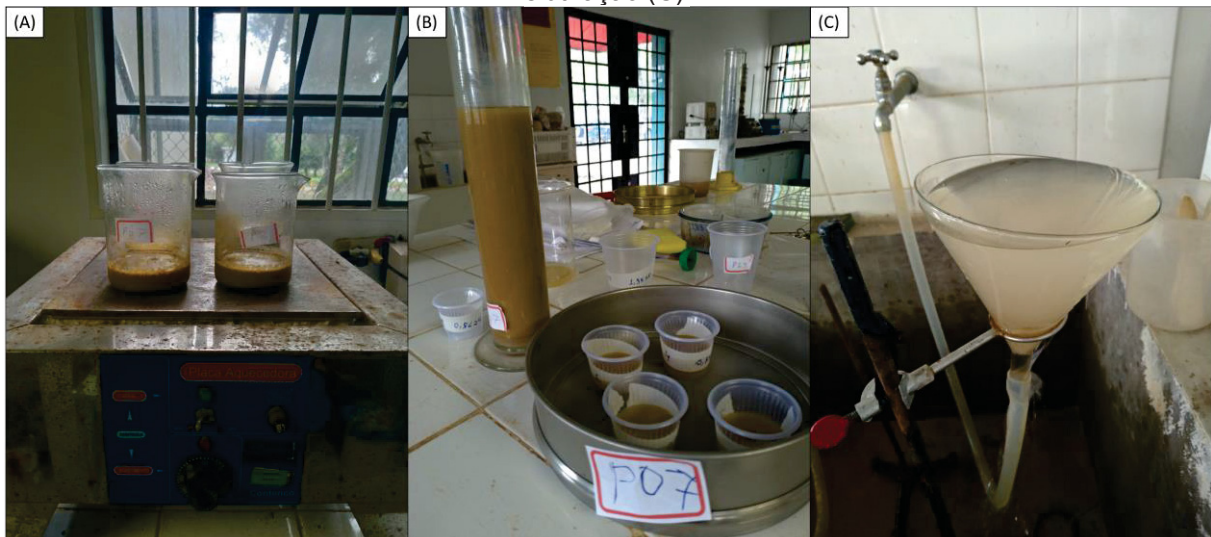
Das 52 amostras, 13 foram utilizadas para analisar a textura e a concentração de matéria orgânica, outras 13 para a umidade volumétrica, porosidade total, densidade do solo e de partículas. Além disso, foram usadas outras 26 amostras (duas para cada ponto) para obter a microporosidade por meio da mesa de tensão. A diferença entre a porosidade total e a microporosidade resultou na obtenção da macroporosidade. As 52 amostras foram analisadas no Laboratório de Análise de Água, Solo e Sedimento (LASS), Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar (LabESed) e Laboratório de Física do Solo, da Universidade Federal do Paraná. Por fim, através de sub-rotinas de redes neurais e funções de pedotransferência, foram estimadas as curvas de retenção de água e a condutividade hidráulica saturada em cada ponto. Estes dados foram utilizados no entendimento da influência dos atributos físico-hídricos no crescimento do *Pinus taeda*.

#### 5.3.1. TEXTURA

As características da textura do solo foram determinadas a partir da análise granulométrica. Primeiramente foi necessário preparar previamente as amostras de solo com peróxido de hidrogênio (Figura 27-A) para retirar a matéria orgânica das amostras. Conforme EMBRAPA (2017), esse procedimento é necessário em solos ricos em matéria orgânica com concentração maior que 5%.

Na análise granulométrica foi realizada a separação das amostras de solo em classes conforme o tamanho das partículas, utilizando o método de sedimentação (pipeta) para definir a quantidade específica de silte (0,002 a 0,05 mm) e argila (< 0,002 mm) (Figura 27-B) (BRADY e WEIL, 2013; EMBRAPA, 2017). Posteriormente, as amostras foram levadas à um elutriador para retirada das partículas finas (silte e argila), com o objetivo de se obter a quantidade de areia total (Figura 27-C). Por fim, a separação das areias foi realizada com uma peneira com malha de 0,2 mm para separar a areia grossa (0,2 mm a 2 mm) da areia fina (0,05 mm a 0,2 mm) (EMBRAPA, 2017).

**Figura 27:** Aplicação do peróxido de hidrogênio (A), método de sedimentação (B) e processo de elutriação (C).



### 5.3.2. DENSIDADE DO SOLO

Para a densidade do solo foi utilizado o método do cilindro volumétrico, que é baseado na obtenção de amostras indeformadas com anel de amostragem com volume conhecido. Essas amostras foram colocadas em uma estufa a 105 °C por 24 horas para secagem, objetivando a retirada da água e obtenção da massa seca (CAUDURO e DORFMAN, 1986; BRADY e WEIL, 2013; EMBRAPA, 2017).

$$D_s = \frac{m_s}{V_a} \quad (22)$$



onde  $D_s$  é a densidade do solo ( $\text{g cm}^{-3}$ ),  $m_s$  é a massa sólida seca (g) e  $V_a$  é o volume total da amostra ( $\text{cm}^3$ ).

### 5.3.3. DENSIDADE DE PARTÍCULAS

Nesta análise foi aplicado o método do balão volumétrico, que consiste em usar um balão volumétrico de 50 mL, secagem de 20 g da amostra de solo em estufa a  $105\text{ }^\circ\text{C}$  durante 24 horas, transferir a amostra para o balão volumétrico e adicionar álcool etílico até cobrir toda a amostra e completar o volume do balão, sendo necessário anotar o volume de álcool etílico utilizado (EMBRAPA, 2017). A densidade de partículas é dada por:

$$D_p = \frac{m_s}{(V_b - V_u)} \quad (23)$$

onde  $D_p$  é a densidade de partículas ( $\text{g cm}^{-3}$ ),  $m_s$  é a massa sólida seca (g),  $V_b$  é o volume total aferido do balão (mL) e  $V_u$  é o volume de álcool etílico utilizado para completar o balão (mL).

**Figura 28:** Secagem das amostras em estufa (A) e amostras com álcool no balão volumétrico (B).



#### 5.3.4. POROSIDADE TOTAL E POROSIDADE DE AERAÇÃO

Para a porosidade total foi utilizado o método indireto através da densidade de partículas e do solo (CAUDURO e DORFMAN, 1986; EMBRAPA, 2017), sendo determinada por:

$$P_t = \left(1 - \frac{D_s}{D_p}\right) \cdot 100 \quad (24)$$

onde  $P_t$  é a porosidade total (%),  $D_s$  é a densidade do solo ( $\text{g cm}^{-3}$ ) e  $D_p$  é a densidade de partículas ( $\text{g cm}^{-3}$ ).

Já a porosidade de aeração ( $P_a$  em %) foi definida por meio da equação 25, onde  $\theta$  é a umidade volumétrica do solo (%).

$$P_a = P_t - \theta \quad (25)$$

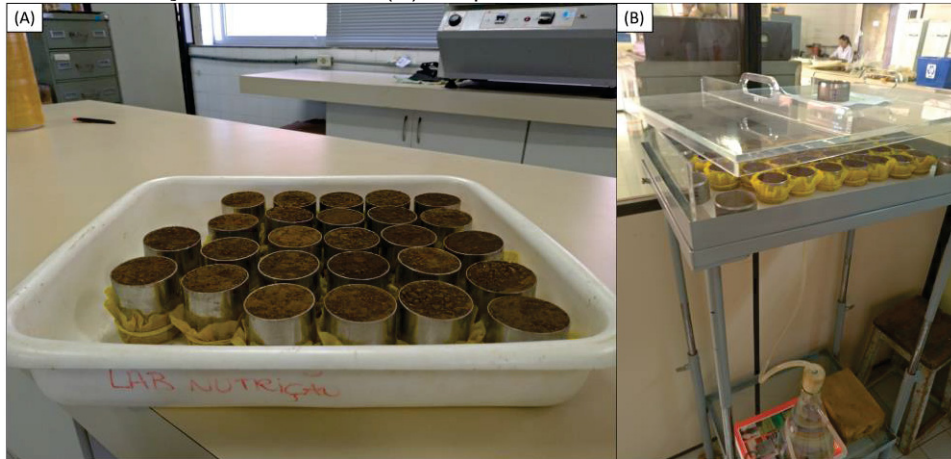
#### 5.3.5. MICROPOROSIDADE

A microporosidade (apresenta força capilar) é o volume de poros do solo que apresentam diâmetro menor que 0,05 mm e são preenchidos com a água após o equilíbrio da amostra indeformada submetida a uma coluna de água de 0,6 m (tensão de 6 kPa) utilizando uma mesa de tensão. Neste método considera-se que a densidade da água é igual a  $1.000 \text{ kg m}^{-3}$  e que a massa de água resultante da diferença entre o solo saturado e o solo equilibrado ao potencial de 6 kPa, é igual ao seu volume (EMBRAPA, 2017).

$$M_i = \frac{(m_c - m_s)}{V_a} \cdot 100 \quad (26)$$

onde  $M_i$  é a microporosidade do solo (% ou em  $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$  retirando a multiplicação por 100),  $m_c$  é a massa do conjunto amostra, cilindro, tecido e elástico após o equilíbrio (g),  $m_s$  é a massa sólida seca a  $105 \text{ }^\circ\text{C}$  (g) e  $V_a$  é o volume total da amostra ( $\text{cm}^3$ ).

**Figura 29:** Saturação das amostras (A) e equilíbrio das amostras na mesa de tensão (B).



### 5.3.6. MACROPOROSIDADE

A macroporosidade do solo é o volume de poros do solo que apresentam diâmetro maior que 0,05 mm e não apresentam força capilar (EMBRAPA, 2017), sendo expresso por:

$$M_a = (P_t - M_i) \quad (27)$$

onde  $M_a$  é a macroporosidade do solo ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  ou em %),  $P_t$  é a porosidade total ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  ou em %) e  $M_i$  é a microporosidade do solo ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$  ou em %).

### 5.3.7. UMIDADE VOLUMÉTRICA

A umidade volumétrica do solo corresponde ao conteúdo de água presente na amostra indeformada nas condições de sua coleta. Na etapa de laboratório, todas as amostras foram pesadas nas condições de sua coleta (massa total úmida) e posteriormente foram colocadas em estufa para secagem a 105 °C por 48 horas (EMBRAPA, 2017). A umidade volumétrica foi utilizada para calibrar a sonda de TDR.

$$\theta = \left( \frac{m_u - m_s}{V_a} \right) \cdot 100 \quad (28)$$

onde  $\theta$  é a umidade volumétrica do solo (% ou em  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  retirando a multiplicação por 100),  $m_u$  é a massa total úmida (g),  $m_s$  é a massa das partículas sólidas seca (g) e  $V_a$  é o volume total da amostra ( $\text{cm}^3$ ).

### 5.3.8. CONCENTRAÇÃO DE MATÉRIA ORGÂNICA

A concentração de matéria orgânica foi quantificada através da incineração das amostras em mufla (Figura 30). Esta metodologia é apropriada para solos com altos teores de matéria orgânica (PEREIRA *et al.* 2006), onde ela é calculada pela diferença entre a massa do solo seco em estufa (a  $65\text{ }^\circ\text{C}$  por 24 horas) e a massa do resíduo obtido posteriormente à incineração em mufla (a  $600\text{ }^\circ\text{C}$  por 6 horas) (EMBRAPA, 2017).

$$CMO = \left( \frac{m_s - m_r}{m_s} \right) \cdot 1.000 \quad (29)$$

onde  $CMO$  é a concentração de matéria orgânica do solo ( $\text{g kg}^{-1}$  ou em porcentagem retirando a multiplicação por 1.000),  $m_s$  é a massa sólida seca (g) e  $m_r$  é a massa do resíduo após a incineração em mufla (g).

**Figura 30:** Amostras incineradas em mufla.



### 5.3.9. CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA, CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA NO SOLO E ÁGUA DISPONÍVEL

Utilizando o modelo HYDRUS-1D, que possui uma ferramenta denominada de *Rosetta Lite* (SCHAAP *et al.* 2001), os parâmetros hidráulicos do solo como a umidade volumétrica saturada ( $\theta_s$ ) ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ), umidade volumétrica residual ( $\theta_r$ ) ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ) e condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) ( $\text{cm/s}$ ), foram estimados a partir de sub-rotinas de redes neurais e funções de pedotransferência, cujos dados de entrada foram: a densidade do solo, porcentagem de areia, silte e argila (SCHAAP *et al.* 2001; ŠIMŮNEK *et al.* 2005a; FELTRIN *et al.* 2013). A ferramenta *Rosetta Lite* também calcula os parâmetros  $\alpha$ ,  $m$  e  $n$  da equação de van Genuchten (1980). Essa equação foi usada para gerar a curva de retenção de água no solo para as tensões de 0,1; 6; 10; 30; 50; 80; 100; 300; 500; 1000 e 1.500 kPa, em cada um dos 13 pontos de medições, sendo expressa por:

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[(1 + (\alpha \Psi_m)^n)^m]} \quad (30)$$

onde  $\theta$  é a umidade volumétrica do solo ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ),  $\theta_s$  é a umidade volumétrica saturada do solo ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ),  $\theta_r$  é a umidade volumétrica residual do solo ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ),  $\Psi_m$  é o potencial matricial (kPa),  $m$  e  $n$  são parâmetros de regressão da equação (adimensional), sendo que  $m = 1 - (1/n)$  e  $\alpha$  é o parâmetro com dimensão igual ao inverso da tensão ( $\text{cm}^{-1}$ ). Os valores de umidade nas tensões 10 e 1.500 kPa, foram considerados como a capacidade de campo (CC) e ponto de murcha permanente (PMP), respectivamente. Por fim, a água disponível (AD) foi calculada através da subtração entre a CC e o PMP, em cada um dos 13 pontos de medições.

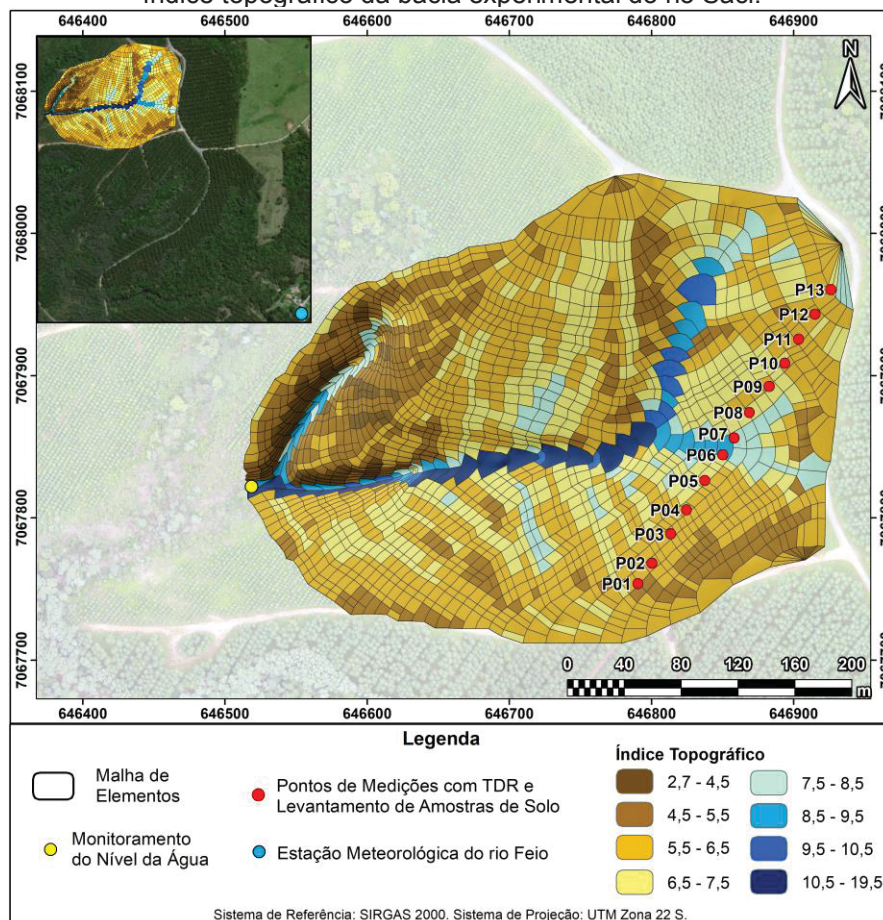
### 5.4. MEDIÇÕES DE UMIDADE DO SOLO E MONITORAMENTO HIDROLÓGICO

De acordo com Santos (2009), o monitoramento da bacia experimental do rio Saci teve seu início em 2005 com a implantação da estação hidrométrica e vem sendo aprimorada continuamente com a ampliação gradual do número de pontos de medição de variáveis para estudos de processos hidrogeomorfológicos pelo Laboratório de

Hidrogeomorfologia (LHG – UFPR). Segundo Marangon (2013), este monitoramento da bacia experimental permitiu um constante estudo em relação à processos hidrogeomorfológicos e seus padrões espaciais, técnicas de medição mais adequadas para as características geográficas locais e o entendimento e desenvolvimento ou adaptação dos equipamentos utilizados no monitoramento.

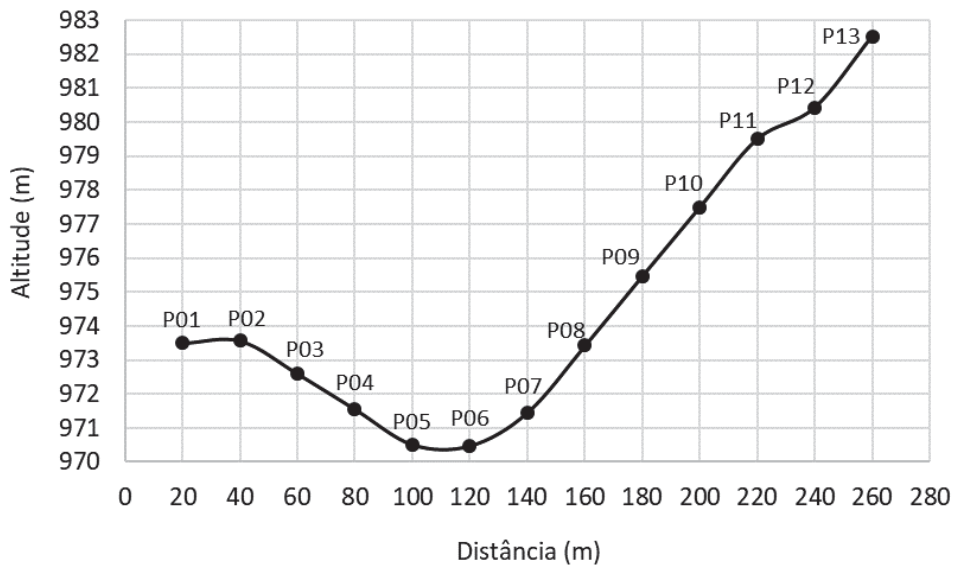
Para a definição dos pontos de medições da umidade volumétrica do solo, foi necessário o conhecimento detalhado da área de estudo, com a finalidade de analisar as áreas que representem a maior parte da dinâmica da umidade do solo. Para tanto, utilizou-se o índice topográfico (IT). A Figura 31 mostra o transecto com os 13 pontos de medições da umidade volumétrica com sonda de TDR na bacia do rio Saci, onde também foram levantadas as amostras de solo e de vegetação. A escolha destes 13 pontos se deu a partir da verificação dos transectos que formam o povoamento de *Pinus*, no qual foi analisado os transectos que não apresentavam falhas com *Pinus* morto e principalmente o que atravessava pela maior parte das classes do IT onde localiza-se a o povoamento (Figura 31).

**Figura 31:** Localização dos pontos de medições com TDR e levantamento de amostras de solo e índice topográfico da bacia experimental do rio Saci.



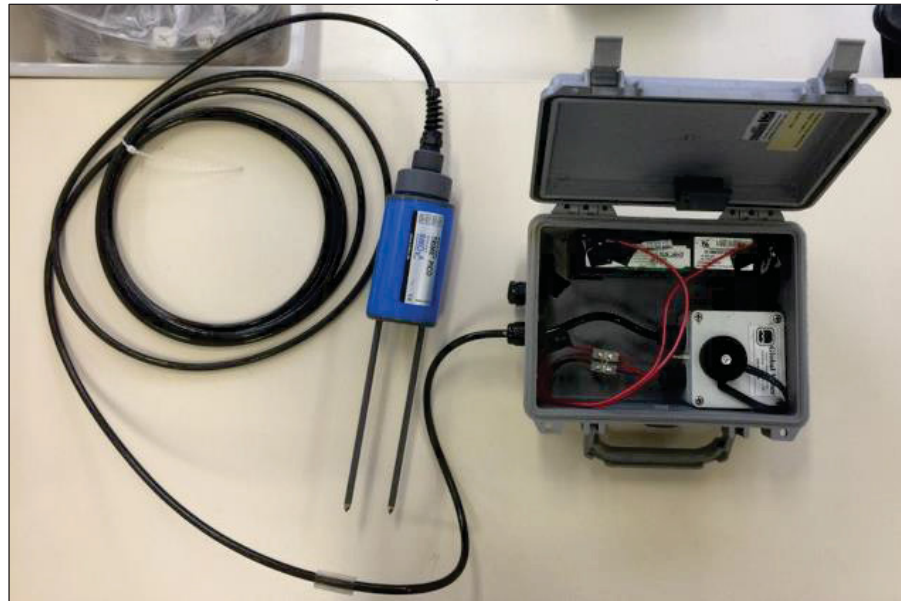
O transecto que compõem os 13 pontos de medições da umidade volumétrica do solo possui variação de 970,49 m a 982,52 m e média de 974,81 m, como demonstra a Figura 32. Observa-se que do P01 até o P02 a altitude aumenta levemente, enquanto que do P03 até o P05 a altitude diminui. A partir do P06 até o P13 a altitude aumenta constantemente.

**Figura 32:** Valores de altitude do transecto que compõem os 13 pontos de medições.



Para as medições da umidade volumétrica do solo foi utilizado a sonda de TDR modelo *TRIME-PICO 64* da empresa *IMKO*, que realiza leituras da umidade volumétrica do solo em porcentagem representando um volume de 1,25 L de solo (IMKO, 2015). Para registrar as informações, o TDR necessita de um *datalogger*. Neste trabalho a sonda de TDR foi conectada à um *datalogger* modelo GL500-2-1 da *Global Water* de dois canais e configurado para medir a umidade volumétrica em um intervalo de 10 segundos (Figura 33). O *datalogger* é alimentado por uma bateria de 12 V, sendo que ambos foram adaptados em uma maleta impermeável com o objetivo de facilitar o transporte do equipamento em campo (Figura 33).

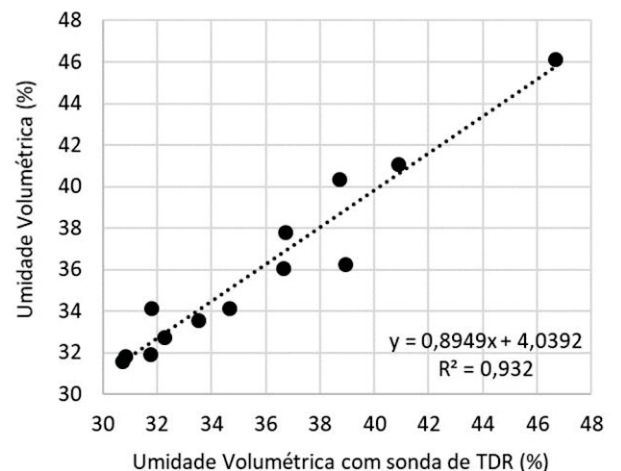
**Figura 33:** Sonda de TDR TRIME-PICO 64 acoplado em um datalogger GL500-2-1, bateria de 12 V e uma maleta impermeável.



Ressalta-se que é necessário realizar a calibração do equipamento para cada tipo de solo por meio da curva de calibração. Neste estudo, a curva de calibração (Figura 34) foi determinada com base nos dados de umidade volumétrica do solo nos 13 pontos da área de estudo, utilizando amostras de solo com o método direto em laboratório.

**Figura 34:** Curva de calibração da sonda de TDR.

Ponto	Umidade Volumétrica (%)	Umidade Volumétrica via TDR (%)
P01	33,51	33,59
P02	38,91	36,26
P03	32,27	32,73
P04	34,65	34,15
P05	31,75	31,93
P06	30,71	31,59
P07	36,73	37,79
P08	36,63	36,07
P09	38,70	40,37
P10	46,64	46,15
P11	40,88	41,08
P12	31,77	34,14
P13	30,82	31,85



Durante as medições em campo, foram tomados alguns cuidados para minimizar erros de amostragem. Para isso, em cada ponto de medição foram realizadas três sondagens com trado a uma profundidade de 0-20 cm, formando um triângulo, com o objetivo de verificar se o solo não apresentava elementos que



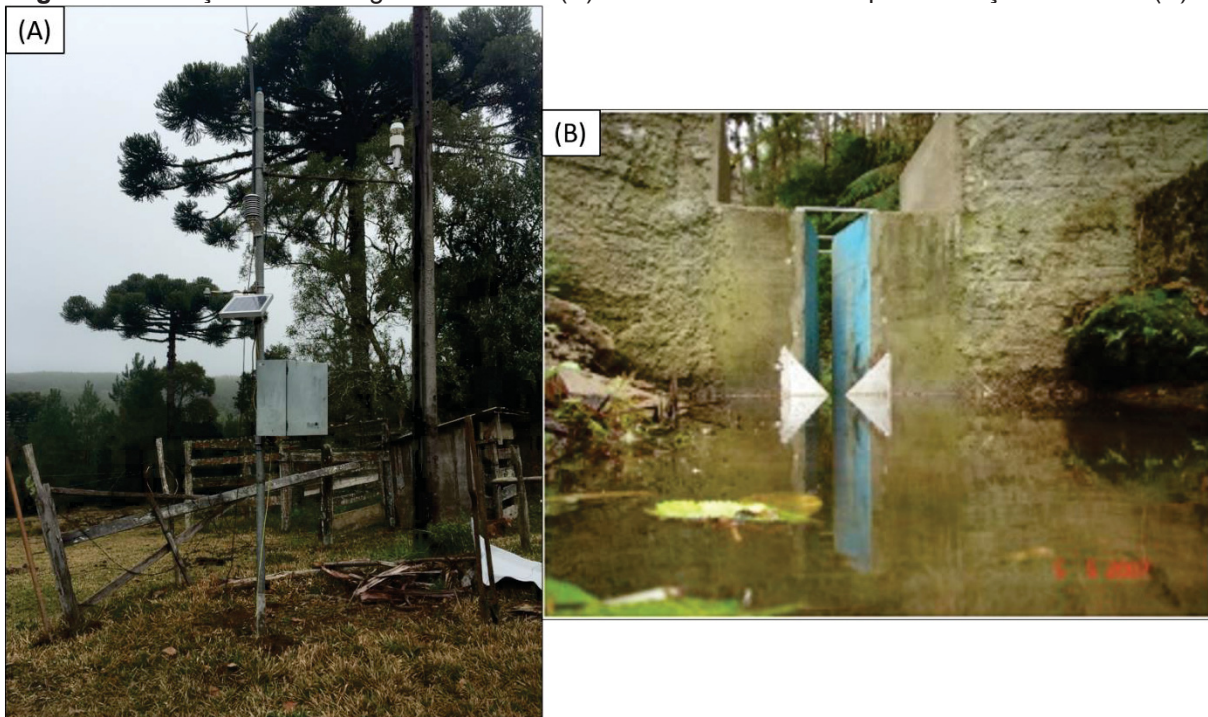
pudessem afetar as medições, como as raízes das plantas e rochas ou espaços vazios com bolsões de ar (Figura 35). Em áreas onde o solo apresentava-se mais compacto e seco, foi necessário utilizar duas hastes de diâmetro e altura menor do que as hastes da sonda de TDR, para executar uma pré-perfuração do solo (Figura 35). Os dados das medições da umidade volumétrica permitiram a comparação e a análise espacial dos resultados simulados pelo TOPOG-IRM.

**Figura 35:** Sonda de TDR TRIME-PICO 64 realizando medições em campo.



Na área experimental está operando a estação meteorológica do rio Feio (Figura 31 e 36-A), localizada a cerca de 700 m da bacia do rio Saci, com medições de precipitação, radiação solar, velocidade do vento, temperatura e umidade relativa do ar. O monitoramento da vazão no exutório da bacia (Figura 31) é realizado por meio de um sensor de nível e uma estrutura mista de medição, composta de vertedor triangular, calha *Parshall* e vertedor retangular (Figura 36-B) que possibilita medir com precisão uma vasta faixa de variação da vazão. Os dados de monitoramento foram utilizados para alimentar e avaliar a eficiência das simulações do TOPOG-IRM.

**Figura 36:** Estação meteorológica do rio Feio (A) e estruturas utilizadas para medição de vazão (B).



### 5.5. DADOS DE ENTRADA E CALIBRAÇÃO DO TOPOG-IRM

As séries de dados meteorológicos utilizadas no TOPOG-IRM são oriundas da estação meteorológica automática do rio Feio (Figura 36-A) com resolução temporal de 10 min. Entretanto, esta versão do TOPOG trabalha apenas com séries diárias, portanto, todos os dados foram transformados para diários. A série temporal dos dados utilizados foi de 01/01/13 a 31/12/18, em virtude do povoamento de *Pinus taeda* da área de estudo, que possui cerca de cinco anos e meio, ou seja, o plantio foi realizado na metade do ano de 2013.

O modelo necessita dos dados meteorológicos de precipitação total (mm/dia), temperatura máxima diária (°C), temperatura mínima diária (°C), radiação incidente global (KJ/m<sup>2</sup>/dia) e déficit de pressão de vapor diário (mbars). Esses dados são apresentados na Figura 37. Para o período selecionado, a precipitação máxima foi de 129,79 mm/dia e média total de 4,91 mm/dia, ao passo que a precipitação total anual foi de 1.793,46 mm/ano e a precipitação de toda a série foi de 10.760,76 mm. A temperatura máxima diária foi de 33,3 °C, mínima de -5,4 °C e média de 17,18 °C. A radiação incidente global máxima foi de 31.910 KJ/m<sup>2</sup>/dia, mínima de 8,80 KJ/m<sup>2</sup>/dia

e a média de 12.534,05 KJ/m<sup>2</sup>/dia, enquanto que déficit de pressão de vapor diário máximo foi de 10,28 (mbar), mínima de 0,11 (mbar) e a média de 2,14 (mbar).

O déficit de pressão de vapor foi calculado a partir da seguinte equação (BRUTSAERT, 1982):

$$D_c = e_s - e_a \quad (31)$$

onde  $D_c$  é o déficit de pressão de vapor diário (kPa) que multiplicado por 10 é transformado para mbar,  $e_s$  é a pressão de saturação de vapor (kPa) e  $e_a$  é a pressão de vapor no ar acima da superfície (kPa), que são expressos por:

$$e_s = 0,6108 \exp\left(\frac{17,269 T}{T+237,3}\right) \quad (32)$$

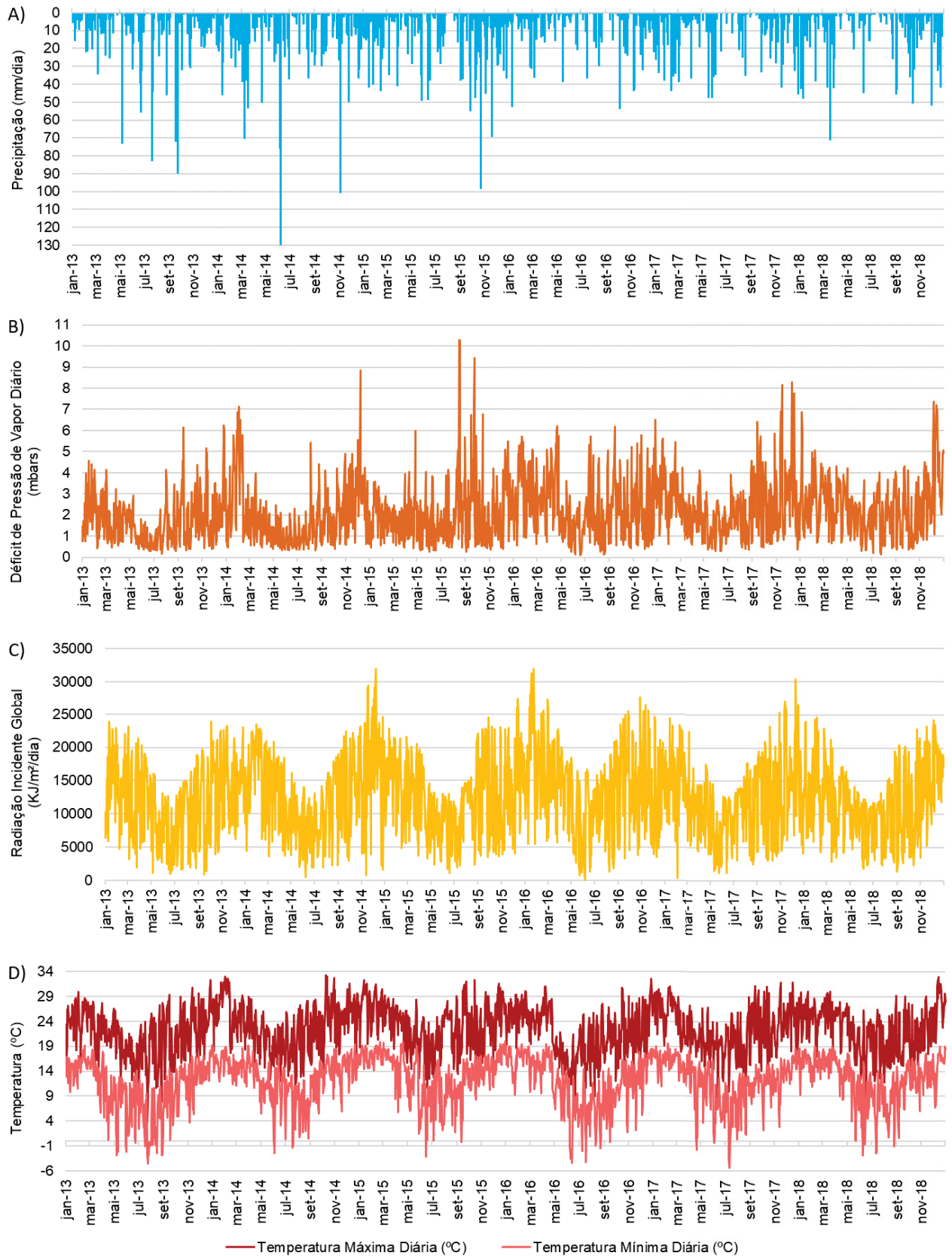
$$e_a = \frac{e_s RH}{100} \quad (33)$$

onde  $T$  é a temperatura do ar (°C) e  $RH$  é a umidade relativa do ar (%).

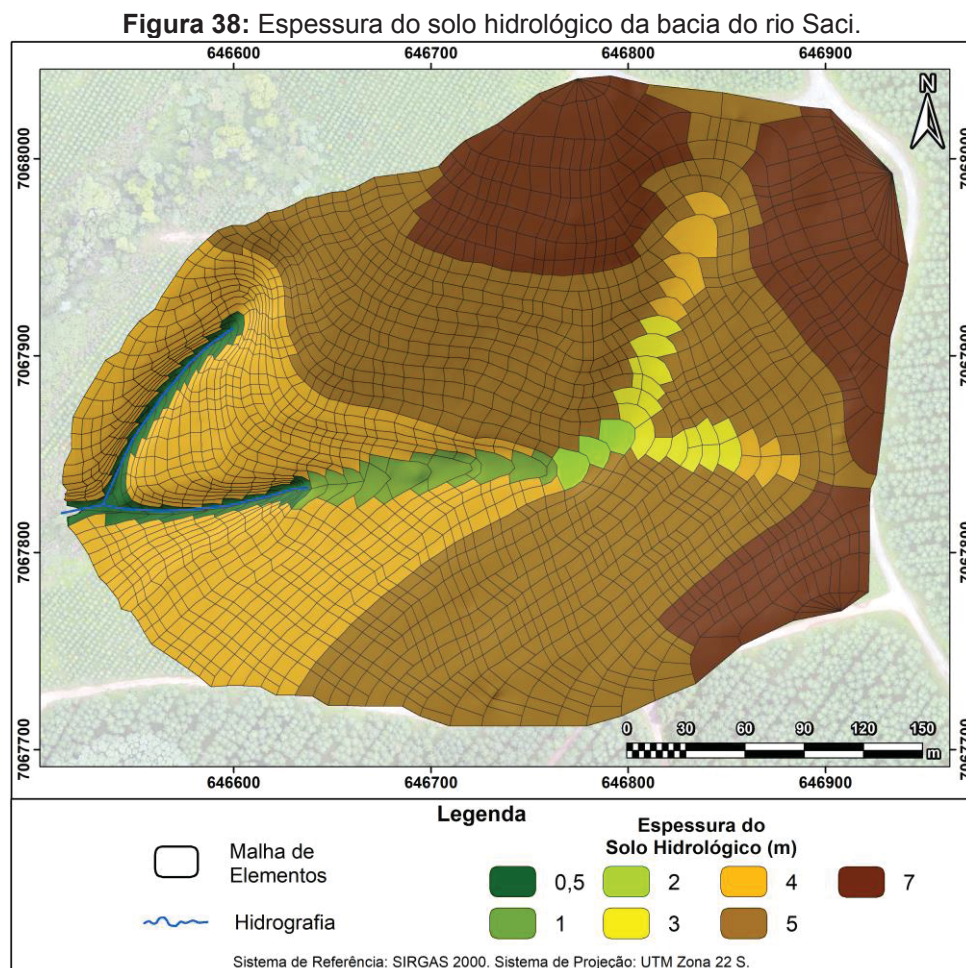
O TOPOG-IRM discretiza as características do relevo da bacia hidrográfica por meio das curvas de nível, pontos cotados e hidrografia para determinar a malha de elementos e as linhas de escoamentos baseados na hidráulica de fluidos. A partir destes dados, o modelo calcula os atributos topográficos: área de contribuição, declividade e aspecto, para cada elemento. A base cartográfica da área de estudo foi gerada a partir do levantamento topográfico de Santos (2009), com equidistância de 1 m.

A malha de elementos (Figura 24 e 38) é gerada para calcular as linhas de fluxos nas vertentes, através de uma representação tridimensional do relevo. Os elementos são interconectados e estabelecidos pelas linhas de escoamento e pela intersecção das curvas de nível, para gerar a propagação do escoamento da bacia hidrográfica. Deste modo, o movimento da água dentro de cada elemento ocorre de forma multidirecional, onde os cálculos dos processos considerados pelo TOPOG-IRM são realizados dentro de cada elemento individualmente e a resposta hidrológica da bacia hidrográfica é realizada através da soma das respostas dessas estimativas individualmente.

**Figura 37:** Precipitação (A), déficit de pressão de vapor (B), radiação incidente global (C) e temperatura máxima e mínima (D) entre 01/01/2013 a 31/12/18.



Santos (2009), relacionou a espessura do solo hidrológico da bacia do rio Saci com atributos topográficos, onde observou que ao longo dos divisores, os solos apresentam-se mais espessos, ao mesmo tempo que os solos menos espessos são encontrados conforme desloca-se em direção ao exutório da bacia hidrográfica. Essa análise apresentou uma relação inversa entre a espessura do solo hidrológico com o comprimento da vertente a montante e o índice topográfico. O TOPOG-IRM utiliza a espessura do solo hidrológico em forma de polígonos e os correlaciona com a rede de elementos, no qual cada elemento é atribuído ao valor do polígono em que se encontra (Figura 38).



**Fonte:** Santos (2009).

O modelo necessita da calibração dos parâmetros dos atributos do solo, sendo eles: a condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ), umidade volumétrica saturada ( $\theta_s$ ), umidade volumétrica no ponto de murcha ( $\theta_d$ ), parâmetro de forma relacionado à textura e estrutura do solo ( $C$ ) e escala de comprimento capilar do solo ( $\lambda_c$ ). Para a

bacia do rio Saci, a calibração foi realizada de maneira semiautomática, onde foram realizadas 3.511 simulações com o intuito de determinar os melhores valores de cada parâmetro.

O apêndice A apresenta a dispersão da qualidade das simulações e os melhores valores dos parâmetros são apresentados na Tabela 2, para cada classe de espessura do solo hidrológico de Santos (2009). Dawes *et al.* (1997), ressaltam que o grande número de parâmetros de calibração necessários em modelos fisicamente baseados e a dificuldade de medi-los, podem gerar valores de parâmetros ruins ou a erros de compensação durante a calibração. Os autores ressaltam que o TOPOG foi criado com poucos parâmetros para evitar estes problemas.

**Tabela 2:** Parâmetros do solo no TOPOG-IRM.

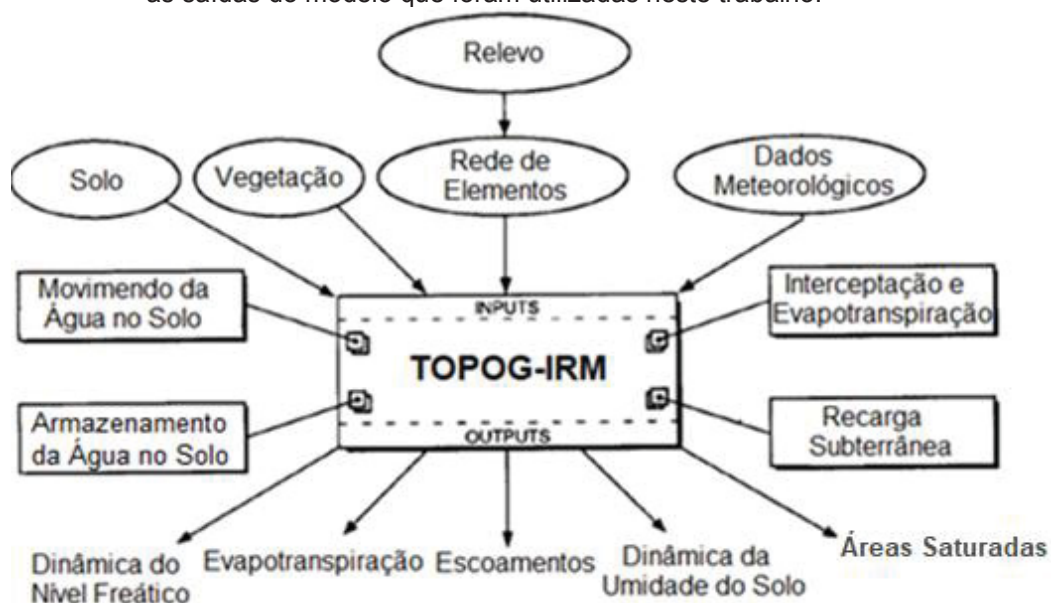
Parâmetros	Unidade	Espessura do solo (m)						
		0,48	0,89	1,68	2,32	2,43	2,7	3,88
$K_s$	m/dia	221,70	79,19	87,69	95,76	5,24	5,24	1,54
$\theta_s$	$m^3/m^3$	0,52	0,52	0,52	0,57	0,38	0,38	0,26
$\theta_d$	$m^3/m^3$	0,17	0,18	0,17	0,22	0,04	0,04	0,05
$C$	-	1,98	2,23	2,32	2,38	1,44	1,44	1,32
$\lambda_c$	m	1,06	1,24	1,32	1,39	0,45	0,45	0,37

Por fim, os dados da vegetação consistem em sua distribuição espacial (Figura 21), índice de área foliar ( $LAI = 4,00$  utilizado de forma uniforme) e os parâmetros da Tabela 3, cujo valores foram retirados do banco de dados recomendado pelo próprio modelo para vegetação de coníferas, uma vez que estes dados são complexos e de difícil aquisição. A Figura 39 resume a relação entre os dados de entrada, principais processos modelados e as saídas do modelo que foram utilizadas no presente trabalho.

Tabela 3: Parâmetros da vegetação no TOPOG-IRM.

Parâmetros	Descrição	Valores	Unidade
$A_{can}$	Albedo do dossel	0,7	Adimensional
$A_{soil}$	Albedo do Solo	0,7	Adimensional
$R_{int}$	Coefficiente de interceptação da chuva pelo dossel	0,0005	$m LAI^{-1} dia^{-1}$
$L_{ex}$	Coefficiente de extinção da luz através do dossel	-0,4	Adimensional
$CC_{max}$	Condutância estomática máxima do dossel	0,003	$m s^{-1}$
$M$	Coefficiente angular da relação do déficit de pressão de vapor em função da condutância estomática	0,1	Adimensional
$LWP_{max}$	Potencial hídrico máximo do solo no ponto de murcha permanente	-90	m
$R_{max}$	Profundidade máxima do sistema radicular	2	m
$r_a$	Resistência aerodinâmica do dossel	30	$s m^{-1}$
$r_s$	Resistência aerodinâmica da superfície do solo	75	$s m^{-1}$
$rootfn$	Função de densidade radicular	0	Adimensional
$Canoph$	Altura do solo ao centro de gravidade do dossel da vegetação	12	m

Figura 39: Fluxograma com a relação entre os dados de entrada, principais processos modelados e as saídas do modelo que foram utilizadas neste trabalho.



Fonte: Adaptado de Vertessy *et al.* (1993).

## 5.6. ANÁLISE DA MODELAGEM DO TOPOG-IRM

A análise do desempenho da modelagem do TOPOG-IRM foi realizada de maneira concentrada comparando os hidrogramas simulados e observados para o período de 13/06/2013 a 31/12/2018 (período em comum entre os dados observados e simulados, descartando o período de aquecimento do modelo), através do coeficiente de eficiência (*COE*) de Nash-Sutcliffe (NASH e SUTCLIFFE, 1970) e do coeficiente de determinação  $R^2$ . O *COE* (equação 34) avalia o quanto os valores simulados estão próximos dos valores observados em uma reta 1:1, onde seu valor varia entre  $-\infty$  a 1, sendo que quanto mais próximo de 1, melhor será a qualidade das simulações. Segundo Moriasi *et al.* (2007), os valores entre 0,7 e 1 são considerados aceitáveis e com boa performance dos modelos, enquanto que valores abaixo de 0,7 indicam baixa performance da modelagem.

$$COE = 1 - \left[ \frac{\sum (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum (Q_{obs} - Q_{med})^2} \right] \quad (34)$$

onde  $Q_{obs}$  é a vazão observada,  $Q_{sim}$  é a vazão simulada e  $Q_{med}$  é a vazão média observada. Já o  $R^2$  representa o grau de colinearidade entre os valores observados e simulados, variando entre 0 e 1 e determinando qual a proporção da variância dos dados observados é explicada pelo modelo utilizado.

Conforme Moriasi *et al.* (2007), valores de  $R^2$  próximos de 1 indicam menor erro de variância e valores acima de 0,5 são considerados aceitáveis. O coeficiente  $R^2$  também foi utilizado na análise espacial dos resultados simulados pelo TOPOG-IRM, no qual a umidade volumétrica do solo de cada elemento nos 13 pontos do transecto (Figura 31), foi comparada com as medições de umidade com sonda de TDR.



## 6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 6.1. HETEROGENEIDADE DO CRESCIMENTO DO *Pinus taeda*

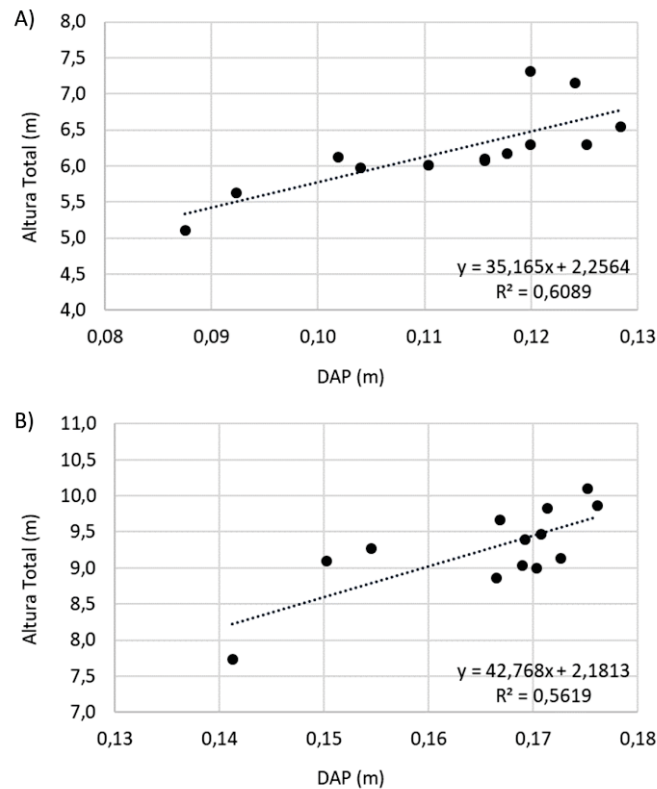
Foram levantadas três amostras de *Pinus taeda* ao redor de cada ponto do transecto, totalizando 39 amostras em cada um dos dois levantamentos (setembro de 2017 e janeiro de 2019). As medidas de altura e *DAP* foram levantadas em cada árvore, onde seus valores, média para cada ponto, desvio padrão (DP) e coeficiente de variação (CV) são apresentados no Apêndice B. A média do *DAP* e altura total das três amostras em cada ponto são apresentadas na Tabela 4 e sua relação na Figura 40.

Para o levantamento de setembro de 2017, onde o *Pinus taeda* apresentava quatro anos de idade, o DP da altura variou de 0,17 a 0,75, enquanto que o CV variou entre 2,72% a 13,3%. Já os valores do *DAP* foram de 0,64 a 3,27 (DP) e de 6,9% a 29,61% (CV). Por outro lado, para o levantamento de janeiro de 2019, onde o povoamento apresentava cinco anos de idade, o DP da altura variou entre 0,2 e 0,92, ao passo que o CV variou de 2,13% a 10,45%. Os valores de DP do *DAP* variaram de 0,38 a 3,36, ao passo que o CV variou entre 2,22% a 19,58%. Deste modo, nota-se que em um mesmo ponto ocorrem variações significativas tanto do *DAP*, quanto da altura total do *Pinus taeda*.

**Tabela 4:** Valores médios de *DAP* e altura do *Pinus taeda* nos 13 pontos do transecto.

Ponto	Setembro de 2017		Janeiro de 2019	
	Média do <i>DAP</i> (m)	Média da Altura (m)	Média do <i>DAP</i> (m)	Média da Altura (m)
P01	0,116	6,070	0,170	9,000
P02	0,124	7,153	0,176	9,867
P03	0,120	6,297	0,169	9,400
P04	0,125	6,297	0,169	9,033
P05	0,102	6,117	0,154	9,267
P06	0,128	6,540	0,175	10,100
P07	0,120	7,310	0,167	9,667
P08	0,116	6,093	0,171	9,833
P09	0,104	5,973	0,171	9,467
P10	0,118	6,173	0,173	9,133
P11	0,110	6,007	0,150	9,100
P12	0,092	5,627	0,166	8,867
P13	0,088	5,110	0,141	7,733

**Figura 40:** Relação entre os valores de *DAP* e altura em setembro de 2017 (A) e janeiro de 2019 (B).



Na ordem decrescente, os maiores *DAP* no levantamento de 2017 ocorreram no P06, P04 e P02, com valores acima de 0,124 m, enquanto que os menores ocorreram no P05, P12 e P13, com valores abaixo de 0,102 m (Tabela 4). Entretanto, a altura não apresentou uma relação totalmente direta com crescimento do *DAP*, como pode ser observado na Figura 40, pois conforme o *DAP* aumenta, a altura também aumenta, porém, a medida que a vegetação cresce, ela atinge um ponto em que o crescimento da altura começa a desacelerar até ser praticamente nula, enquanto que o *DAP* pode continuar crescendo (BATISTA *et al.* 2014). Observa-se que o P07, P02 e P06 são os pontos que apresentaram as maiores médias de altura (acima de 6,540 m), ao passo que o P09, P12 e P13 apresentaram as menores alturas (abaixo de 5,973 m).

Já no levantamento de 2019, os maiores valores de *DAP* se encontram (em ordem decrescente) nos pontos P02, P06 e P10, com valores acima de 0,173 m, sendo que os menores valores ocorrem no P05, P11 e P13, com valores abaixo de 0,154 m. Em relação à altura total, ela novamente não acompanha diretamente o crescimento do *DAP*, onde os maiores valores são observados em P06, P02 e P08,

com valores acima de 9,833 m, enquanto que os menores valores ocorrem em P01, P12 e P13, com valores abaixo de 9 m.

Com base no *DAP* e altura, o volume do *Pinus* foi estimado, sendo que seus valores, média, DP e CV para cada levantamento são apresentados no apêndice B. No levantamento de 2017, o DP variou de 0,004 a 0,017, enquanto que o CV variou entre 16,76% a 64,07%. Já os valores para 2019 foram de 0,007 a 0,045 (DP) e de 9,20% a 44,19% (CV). A Tabela 5 apresenta a média do volume do *Pinus*, no qual nota-se que para 2017 (*Pinus* com quatro anos), os pontos P02 e P06 possuem os maiores valores de volume (0,039 m<sup>3</sup> e 0,038 m<sup>3</sup>). Esse fato ocorre devido a eles possuírem altos valores tanto de *DAP* quanto de altura. Da mesma maneira, os pontos P12 e P13 por apresentarem os menores valores *DAP* e altura, também possuem os menores valores de volume (0,017 m<sup>3</sup> e 0,014 m<sup>3</sup>).

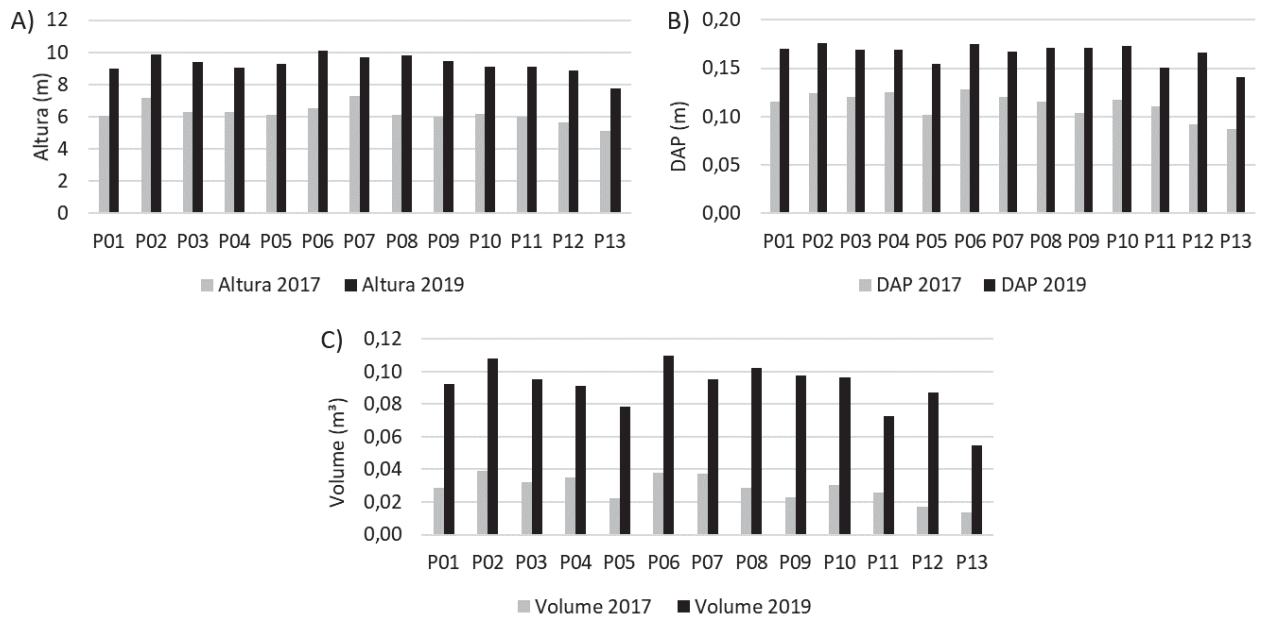
**Tabela 5:** Volume do *Pinus taeda* para setembro de 2017 e janeiro de 2019 e incremento anual nos 13 pontos do transecto.

Ponto	Setembro de 2017			Janeiro de 2019			Incremento do Volume
	Volume (m <sup>3</sup> )	DP	CV (%)	Volume (m <sup>3</sup> )	DP	CV (%)	
P01	0,029	0,008	29,06	0,092	0,017	18,50	221,48%
P02	0,039	0,007	18,90	0,108	0,033	30,49	177,66%
P03	0,032	0,008	24,40	0,095	0,011	11,62	197,43%
P04	0,035	0,016	46,81	0,091	0,032	35,35	161,13%
P05	0,022	0,008	36,13	0,078	0,016	20,28	248,49%
P06	0,038	0,008	21,17	0,110	0,029	26,66	187,52%
P07	0,037	0,006	16,76	0,095	0,010	10,16	155,92%
P08	0,029	0,008	27,23	0,102	0,045	44,19	254,27%
P09	0,023	0,004	17,12	0,098	0,015	15,73	327,21%
P10	0,030	0,008	25,50	0,096	0,012	12,30	217,86%
P11	0,026	0,017	64,07	0,073	0,007	9,20	180,85%
P12	0,017	0,005	26,95	0,087	0,031	35,81	412,53%
P13	0,014	0,004	28,46	0,055	0,016	28,95	293,91%

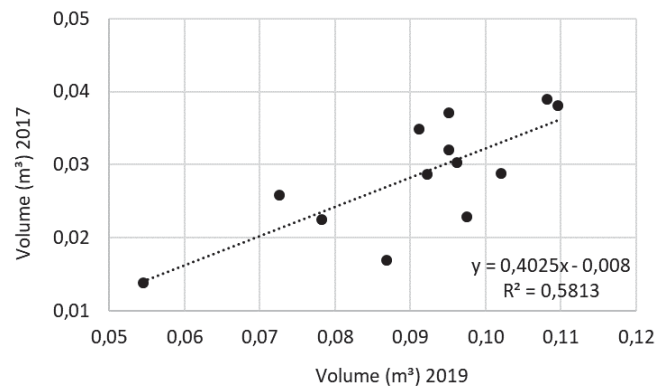
Para 2019 (*Pinus* com cinco anos), os maiores valores de volume do *Pinus taeda* continuam com os pontos P06 e P02 (0,110 m<sup>3</sup> e 0,108 m<sup>3</sup>), ao passo que os menores valores são encontrados em P11 e P13 (0,073 m<sup>3</sup> e 0,055 m<sup>3</sup>). A Figura 41-A e B compara e apresenta o incremento da altura e do *DAP* em cada ponto nos dois anos medidos. Deste modo, foi calculado o incremento do volume (Tabela 5 e Figura 41-C) em relação aos dois levantamentos que possuem um intervalo de um ano e

quatro meses. Observa-se que o incremento do volume foi de 155,92% (P07) a 412,53% (P12), com uma média de 233,56%. Os altos valores de incremento do volume são relacionados ao grande crescimento conjunto do *DAP* e da altura em todos os pontos. Desta maneira, nota-se que a relação de crescimento entre os dois levantamentos não é totalmente linear, como pode ser observado na Figura 42.

**Figura 41:** Crescimento da altura (A), *DAP* (B) e volume (C) em 2017 e 2019.



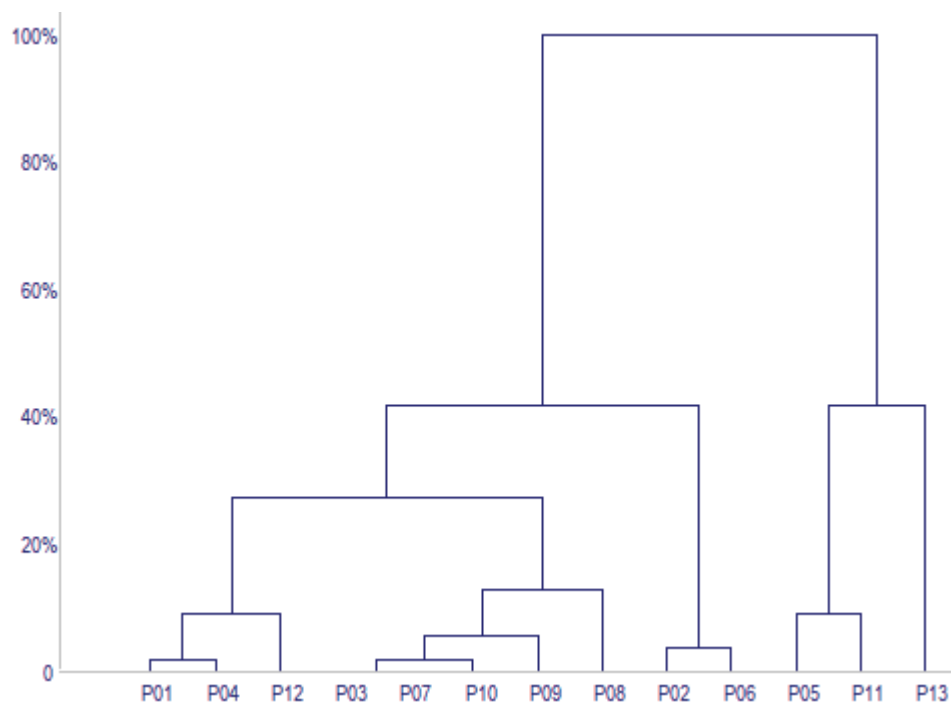
**Figura 42:** Relação entre o volume do tronco de 2017 e 2019.



O levantamento de janeiro de 2019 representa os valores de crescimento acumulado desde que o povoamento foi plantado em julho de 2013. O volume acumulado variou de 0,055 m<sup>3</sup> a 0,110 m<sup>3</sup>, com média de 0,091 m<sup>3</sup> (Tabela 5). Com a análise hierárquica de agrupamentos baseada na distribuição do volume do *Pinus taeda* (Figura 43), foi possível diferenciar os 13 pontos em três grupos: 1) de maior

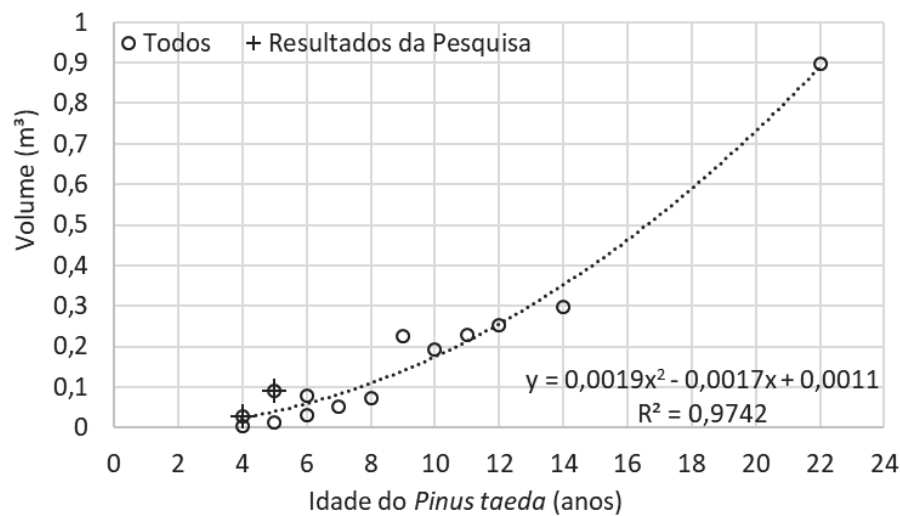
crescimento com P02 e P06 (0,108 e 0,110 m<sup>3</sup>, respectivamente); 2) de crescimento intermediário com P01, P03, P04, P07, P08, P09, P10 e P12 (variando de 0,087 a 0,102 m<sup>3</sup>) e; 3) de menor crescimento com P05, P11 e P13 (0,078, 0,073 e 0,055 m<sup>3</sup>, respectivamente).

**Figura 43:** Dendograma com a relação entre os pontos com base no volume do tronco de 2019 nos 13 pontos do transecto.



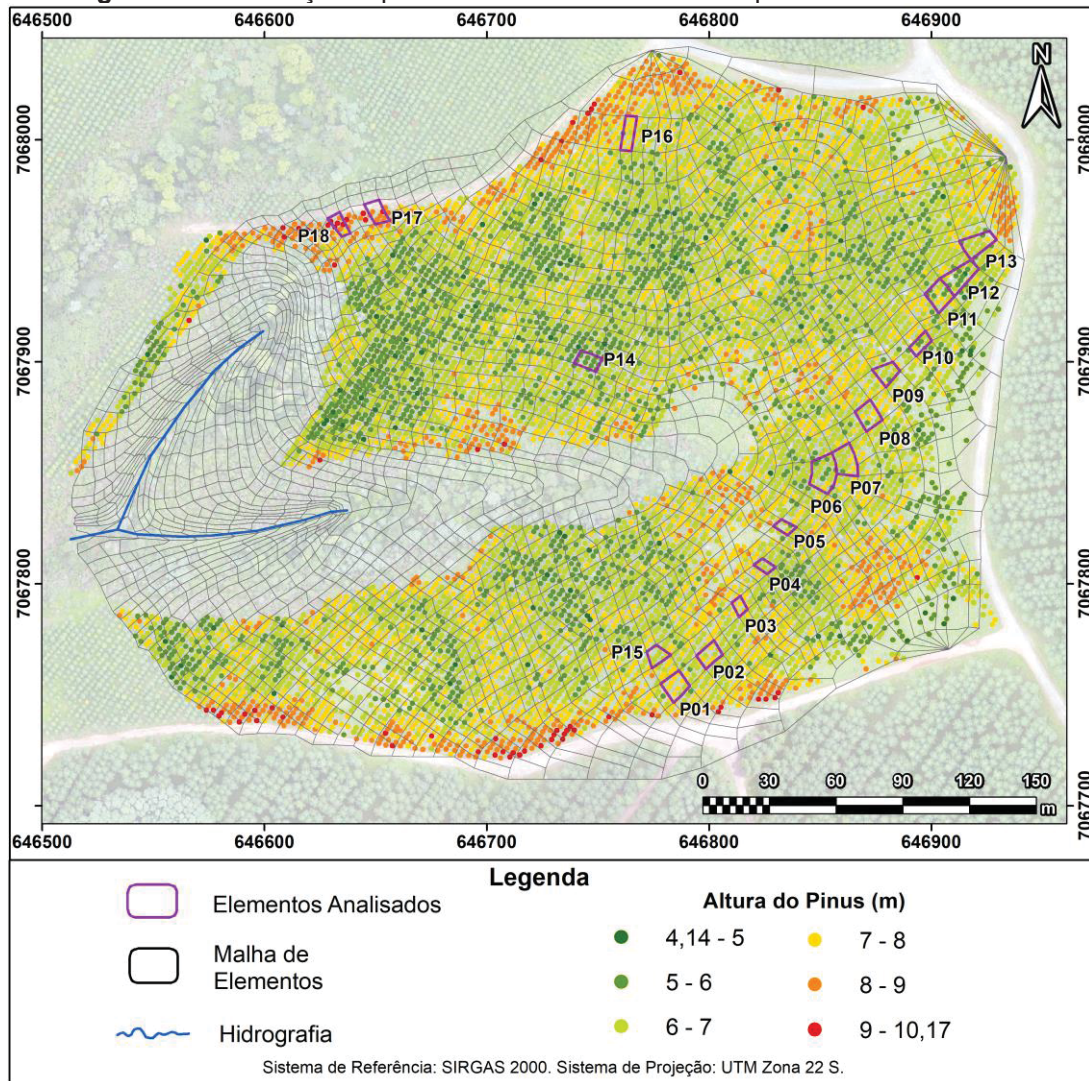
Estes valores de volume acumulado estão próximos dos encontrados por Couto e Vettorazzo (1999), onde para 48 amostras de *Pinus taeda* de seis anos, o volume mínimo foi de 0,017 m<sup>3</sup>, máximo de 0,184 m<sup>3</sup> e média de 0,078 m<sup>3</sup>. Lima (2014), obteve para *Pinus taeda* de nove anos, valores entre 0,100 a 0,318 m<sup>3</sup>. Leite *et al.* (2006), analisaram povoamentos de 4, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12 e 14 anos de idade e encontraram valores médios de 0,0043 m<sup>3</sup>, 0,0141 m<sup>3</sup>, 0,0303 m<sup>3</sup>, 0,0533 m<sup>3</sup>, 0,0732; 0,1939 m<sup>3</sup>, 0,2277 m<sup>3</sup>, 0,2517 m<sup>3</sup> e 0,2979 m<sup>3</sup>, respectivamente. Já Dedecek *et al.* (2008), obtiveram volumes que variaram de 0,47 a 1,38 m<sup>3</sup> e média de 0,899 m<sup>3</sup> para *Pinus taeda* com 22 anos de idade. Analisando os valores médios de volume dos trabalhos citados anteriormente com os resultados da presente pesquisa, observa-se uma tendência entre a idade do *Pinus taeda* e o crescimento do seu volume, como pode ser observado na Figura 44.

**Figura 44:** Crescimento do volume do *Pinus taeda* em relação à sua idade, onde “Todos” representa todos os volumes médios dos trabalhos citados (COUTO e VETTORAZZO, 1999; LEITE *et al.* 2006; DEDECEK *et al.* 2008 e LIMA, 2014), juntamente com os valores da presente pesquisa.



Por outro lado, extraindo os valores do povoamento de *Pinus* do modelo digital da vegetação (MDV) de Hung *et al.* (2018), obteve-se a heterogeneidade espacial da altura do *Pinus taeda* para fevereiro de 2017 (Figura 45). Observa-se que as árvores com as menores alturas (4,14 m a 6 m) representam 19,61% do povoamento e se encontram mais concentradas no centro da bacia hidrográfica e em áreas onde o *Pinus* não conseguiu se desenvolver, principalmente na área leste da bacia, onde o relevo apresenta altas altitudes e proximidade com uma das estradas não pavimentadas. As alturas entre 6 m a 8 m apresentam uma distribuição espacial muito heterogênea com 72,02% do povoamento, variando por todos os locais da bacia, enquanto que os valores de 8 m a 10,17 m (8,37%) se concentram em grande maioria nas bordas da bacia, próximos às estradas não pavimentadas norte e sul. Essas maiores alturas possivelmente estão relacionadas ao efeito de borda da bacia, onde as árvores são favorecidas com uma maior incidência de luz solar. A Figura 45 também apresenta os 18 elementos selecionados para a análise com a umidade do solo simulada pelo TOPOG-IRM.

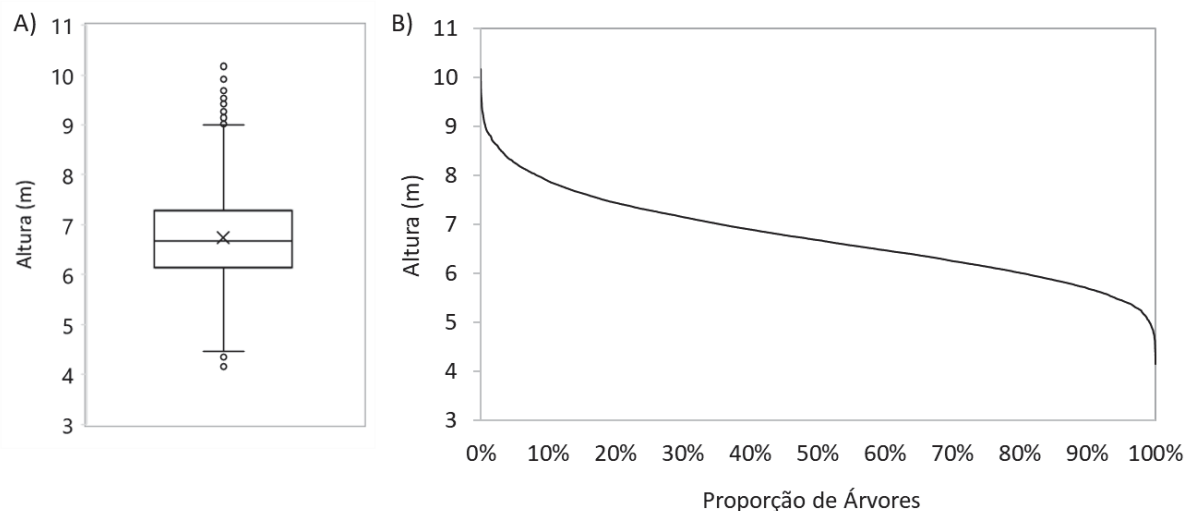
Figura 45: Distribuição espacial da altura do *Pinus taeda* para fevereiro de 2017.



A Figura 46-A demonstra o intervalo das alturas do *Pinus* para a bacia do rio Saci por meio do MDV. As caixas determinam o 1º e 3º quartil, a linha horizontal no interior da caixa representa a mediana, o “x” indica a média e os marcadores indicam os *outliers*. A altura média para este levantamento foi de 6,74 m, ao mesmo tempo que o DP foi de 0,85 e o CV foi de 12,62%. Entre o 1º e 3º quartil encontram-se os valores de 6,13 m a 7,29 m, ou seja, 50% das árvores estão dentro desse intervalo. Os valores abaixo de 4,34 m e acima de 9,02 m correspondem aos *outliers*, em virtude da baixa quantidade de árvores com essas alturas. A Figura 46-B apresenta a curva de permanência da altura do *Pinus* do MDV, onde observa-se que os valores acima de 7,15 m equivalem a 30%, os maiores que 6,47 m representam 60% e acima de 5,71 m correspondem a 90% do total do povoamento.

Deste modo, a utilização do MDV e levantamentos de campo indicaram que mesmo com condições iguais de espaçamento e adubação, o *Pinus taeda* possui um crescimento altamente heterogêneo ao longo da bacia hidrográfica, que está associado, além da distribuição da luz solar, a outros fatores ambientais heterogêneos como os atributos físico-hídricos do solo e a dinâmica espaço-temporal da umidade do solo.

**Figura 46:** Intervalo da altura do *Pinus taeda* do MDV (A) e curva de permanência do MDV (B) para fevereiro de 2017.



## 6.2. ATRIBUTOS FÍSICO-HÍDRICOS DO SOLO E CRESCIMENTO DO *Pinus taeda*

A análise da textura da camada superficial do solo nos 13 pontos do transecto, foi realizada quantificando a areia fina, areia grossa, areia total, silte, argila e concentração de matéria orgânica (CMO), que são apresentadas na Tabela 6. Nota-se uma grande quantidade de silte em todos os pontos, variando de 33,56% a 58,40%. Em relação à quantidade de areia total, os pontos mais próximos dos divisores (P01, P02, P11, P12 e P13) apresentam os maiores valores. Já a argila variou de 19,15% a 41,86%, ao passo que a CMO variou de 68,02 a 129,95 g kg<sup>-1</sup>. Mota e Kobiyama (2011), também encontraram texturas franco argilosas com valores altos de silte e argila na camada superficial do solo, para um povoamento de *Pinus* na bacia do rio Preto em Rio Negrinho – SC.



**Tabela 6:** Resultados da análise granulométrica do solo e concentração de matéria orgânica nos 13 pontos do transecto.

Ponto	Classe Textural	Areia Fina (%)	Areia Grossa (%)	Areia Total (%)	Silte (%)	Argila (%)	CMO (g kg <sup>-1</sup> )
P01	Franca	20,09	13,13	33,22	41,98	24,80	82,54
P02	Franca	16,73	16,53	33,26	47,59	19,15	123,12
P03	Franco Siltosa	8,86	12,96	21,83	50,70	27,47	83,27
P04	Argila	9,49	15,09	24,58	33,56	41,86	101,74
P05	Franco Siltosa	9,25	13,68	22,93	54,12	22,96	123,01
P06	Franco Siltosa	9,57	12,22	21,79	54,94	23,26	99,44
P07	Franco Argilosa	11,01	12,68	23,69	37,12	39,19	129,41
P08	Franco Argilo Siltosa	5,64	6,77	12,41	58,40	29,19	103,88
P09	Franco Siltosa	6,16	10,80	16,96	57,08	25,96	129,95
P10	Franco Argilo Siltosa	7,54	11,92	19,45	43,98	36,57	98,63
P11	Franco Argilosa	9,92	16,32	26,24	43,90	29,86	123,98
P12	Franco Argilosa	7,03	17,72	24,75	46,74	28,51	69,01
P13	Franca	10,65	26,65	37,30	39,15	23,56	68,02

Os resultados da análise dos atributos físico-hídricos do solo são apresentados na Tabela 7, onde  $\theta_i$ ,  $P_t$ ,  $M_i$ ,  $M_a$ ,  $D_s$ ,  $D_p$ ,  $K_s$ , CC, PMP e AD, são a umidade volumétrica no momento da coleta (estado momentâneo da umidade), porosidade total, microporosidade, macroporosidade, densidade do solo, densidade de partículas, condutividade hidráulica saturada, capacidade de campo, ponto de murcha permanente e água disponível para as plantas, respectivamente. A  $K_s$ , CC, PMP e AD foram estimadas utilizando o Hydrus 1-D.

O P05 se destaca, pois apresenta a maior  $P_t$ ,  $M_a$ , CC, AD,  $K_s$  e menor  $D_s$ , seguido pelo P06 que possui características próximas ao P05. Do ponto de vista do relevo, ambos os pontos apresentam os menores valores de altitudes e formam um pequeno vale no transecto. Além disso, estes pontos apresentaram altos valores de silte e baixos valores de argila quando comparados com os demais pontos, que podem resultar em maior disponibilidade de água, microporosidade, aumento da força de retenção de água por capilaridade e menor força de retenção pela matriz do solo (HILLEL, 1980). Em contrapartida, o P03 foi o local com a menor AD,  $K_s$ ,  $P_t$  e maior  $D_s$ , além de possuir uma baixa CC.

**Tabela 7:** Resultados das análises dos atributos físico-hídricos do solo nos 13 pontos do transecto.

Ponto	Dados Medidos						Dados Estimados			
	$\theta_i$ (%)	$P_t$ (%)	$M_i$ (%)	$M_a$ (%)	$D_s$ (g cm <sup>-3</sup> )	$D_p$ (g cm <sup>-3</sup> )	$K_s$ (cm/dia)	CC (%)	PMP (%)	AD (%)
P01	33,51	67,20	37,69	29,51	0,88	2,67	173,19	56,13	21,09	35,04
P02	38,91	59,83	45,31	14,52	1,13	2,81	59,36	46,12	16,75	29,37
P03	32,27	51,92	28,51	23,42	1,22	2,53	29,78	47,24	18,31	28,93
P04	34,65	56,13	23,43	32,70	1,12	2,56	49,83	53,35	23,01	29,91
P05	31,75	71,24	28,41	42,82	0,74	2,59	312,25	61,34	22,82	38,52
P06	30,71	66,20	45,02	21,17	0,88	2,61	180,91	56,22	21,09	35,13
P07	36,73	62,99	41,46	21,53	0,94	2,55	122,81	58,09	24,48	33,61
P08	36,63	63,56	42,80	20,76	0,96	2,64	101,06	56,41	22,04	34,36
P09	38,70	52,80	40,54	12,26	1,14	2,42	47,83	49,42	19,07	30,35
P10	46,64	58,87	25,85	33,02	1,03	2,51	75,70	55,12	22,74	32,37
P11	40,88	63,00	33,11	29,89	0,94	2,53	126,45	56,00	21,79	34,21
P12	31,77	60,62	29,29	31,33	1,05	2,67	72,63	52,06	20,09	31,98
P13	30,82	61,03	31,05	29,99	1,09	2,80	58,41	48,91	18,06	30,85

Sendo  $\theta_i$  a umidade volumétrica no momento da coleta (estado momentâneo da umidade),  $P_t$  a porosidade total,  $M_i$  a microporosidade,  $M_a$  a macroporosidade,  $D_s$  a densidade do solo,  $D_p$  a densidade de partículas,  $K_s$  a condutividade hidráulica saturada, CC a capacidade de campo, PMP o ponto de murcha permanente e AD a água disponível para as plantas.

Para analisar a relação entre os atributos físico-hídricos do solo, utilizou-se a matriz de correlação de Pearson (Tabela 8). Observa-se que os atributos físico-hídricos não se correlacionam diretamente com a umidade volumétrica do momento da coleta ( $\theta_i$ ), onde ela apresenta valores pouco significativos positivos com a argila e CMO, e negativos com a areia grossa e  $D_p$ . A  $P_t$  apresentou alta correlação positiva com a  $K_s$ , CC e AD ( $r = 0,89$ ;  $0,76$  e  $0,91$ ), e negativa com a  $D_s$  ( $r = -0,95$ ). A  $M_i$  demonstrou correlação negativa com a  $M_a$  e argila ( $r = -0,77$  e  $-0,43$ ), e positiva com o silte e CMO, porém, com valores pouco significativos ( $r = 0,42$  e  $0,39$ ). Por sua vez, a  $M_a$  mostrou moderada correlação com a  $K_s$ , CC, PMP e AD ( $r = 0,50$ ;  $0,53$ ;  $0,45$  e  $0,48$ ).

A  $K_s$  mostrou grande correlação positiva com a  $P_t$ , CC e AD ( $r = 0,89$ ;  $0,80$  e  $0,94$ ) e negativa com a  $D_s$  ( $r = -0,94$ ). A CC apresentou alta correlação com a  $P_t$ , PMP e AD ( $r = 0,76$ ;  $0,88$  e  $0,91$ ) e negativa com a  $D_s$  ( $r = -0,90$ ), assim como o PMP demonstrou com a  $D_s$  ( $r = -0,59$ ), contudo, positivamente com a AD e argila ( $r = 0,60$  e  $0,71$ ). A AD apresentou alta correlação positiva com a  $K_s$ ,  $P_t$ , CC e PMP ( $r = 0,94$ ;  $0,91$ ;  $0,91$  e  $0,60$ ) e inversamente proporcional com a  $D_s$  ( $r = -0,99$ ). Bognola (2007), para a camada superficial do solo (considerando 5 a 10 cm), encontrou uma forte

correlação ( $r = 0,88$ ) entre a AD e a CMO, porém, isso não foi observado na bacia do rio Saci.

A areia fina, areia grossa e areia total obtiveram valores de  $r = 0,52$ ;  $0,57$  e  $0,70$ , respectivamente com a  $D_p$ . O silte mostrou correlações pouco expressivas com a  $M_i$  (positiva), areias e argila (negativas), enquanto que a argila também apresentou correlações pouco significativas com a  $M_i$ ,  $D_p$  e silte (negativas), mas positiva com o PMP e  $\theta_i$  ( $r = 0,71$  e  $0,36$ ).

**Tabela 8:** Matriz de correlação (Pearson) entre os atributos físico-hídricos do solo nos 13 pontos do transecto.

	$\theta_i$	$P_t$	$M_i$	$M_a$	$D_s$	$D_p$	$K_s$	CC	PMP	AD	Areia Fina	Areia Grossa	Areia Total	Silte	Argila	CMO
$\theta_i$	-															
$P_t$	-0,26	-														
$M_i$	0,00*	0,22	-													
$M_a$	-0,17	0,46	-0,77	-												
$D_s$	0,15	-0,95	-0,16	-0,47	-											
$D_p$	-0,38	0,34	0,22	0,02	-0,02	-										
$K_s$	-0,27	0,89	0,09	0,50	-0,94	0,00*	-									
CC	0,01	0,76	-0,03	0,53	-0,90	-0,27	0,80	-								
PMP	0,20	0,42	-0,20	0,45	-0,59	-0,47	0,46	0,88	-							
AD	-0,15	0,91	0,12	0,48	-0,99	-0,06	0,94	0,91	0,60	-						
Areia Fina	-0,11	0,32	0,27	-0,03	-0,17	0,52	0,18	-0,08	-0,21	0,04	-					
Areia Grossa	-0,31	-0,01	-0,32	0,28	0,21	0,57	-0,18	-0,38	-0,43	-0,28	0,24	-				
Areia Total	-0,27	0,18	-0,06	0,17	0,05	0,70	-0,01	-0,31	-0,42	-0,16	0,75	0,82	-			
Silte	-0,07	0,08	0,42	-0,33	-0,15	-0,18	0,24	0,02	-0,24	0,26	-0,38	-0,53	-0,58	-		
Argila	0,36	-0,27	-0,43	0,21	0,13	-0,50	-0,27	0,29	0,71	-0,13	-0,32	-0,22	-0,33	-0,57	-	
CMO	0,47	0,08	0,39	-0,30	-0,23	-0,43	0,26	0,28	0,30	0,21	-0,05	-0,45	-0,33	0,20	0,10	-

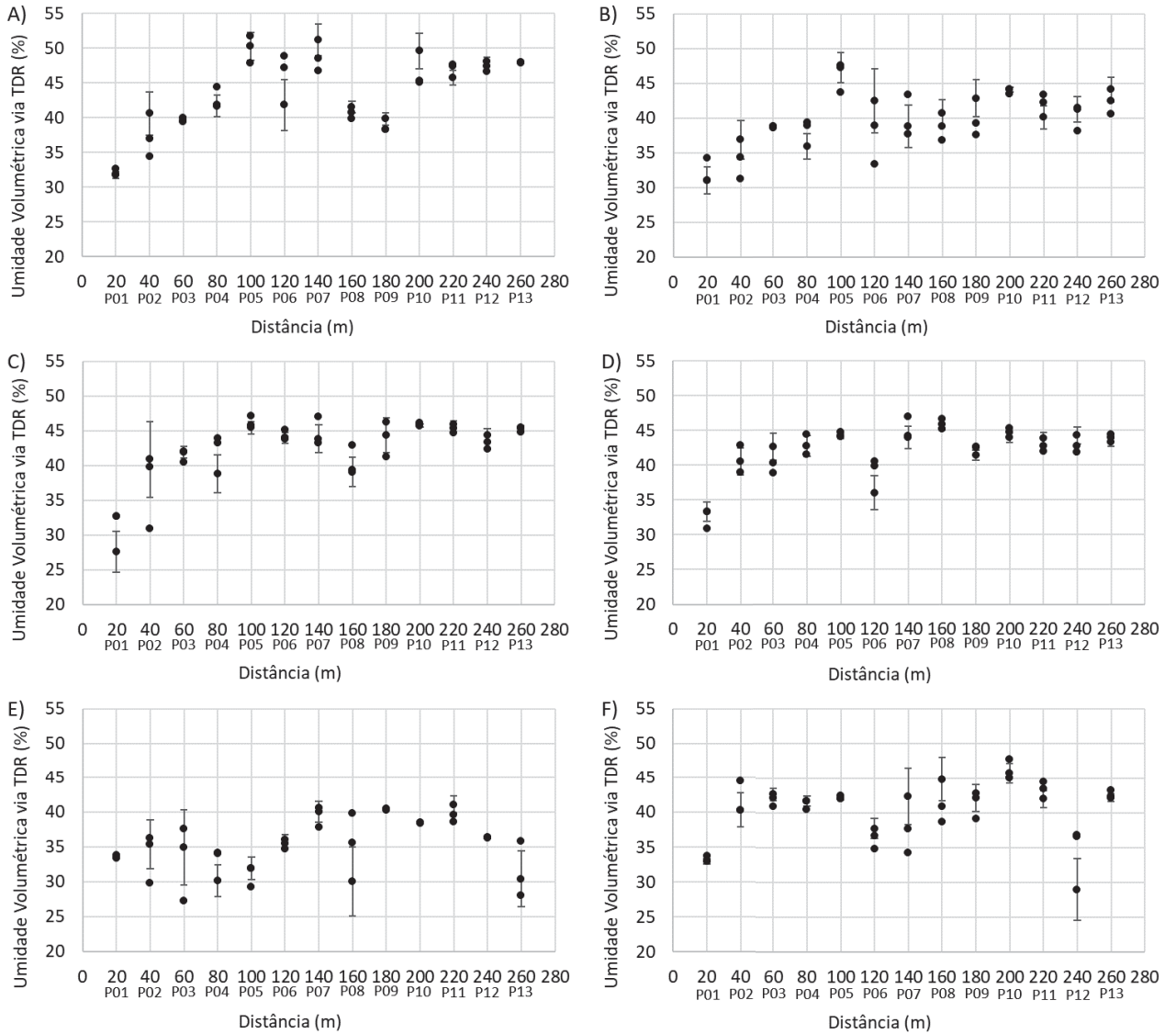
\* valor menor do que duas casas decimais.

Por outro lado, foram realizadas seis campanhas de campo (11/08/17, 20/09/17, 04/10/17, 14/11/17, 22/08/18 e 12/12/18) nos 13 pontos do transecto, para efetuar medições da umidade volumétrica com sonda de TDR. Em cada ponto foram realizadas três medições sucessivas com duração de cerca de 2 min e com distâncias de no máximo 20 cm. Como a sonda foi programada para realizar leituras a cada 10 s, no intervalo de 2 min foram efetuadas 12 leituras. Deste modo, foi calculado a média dessas 12 leituras, no qual seus respectivos valores são apresentados com o DP na Figura 47. Os valores, média, DP e CV dessas medições são apresentados no Apêndice C.

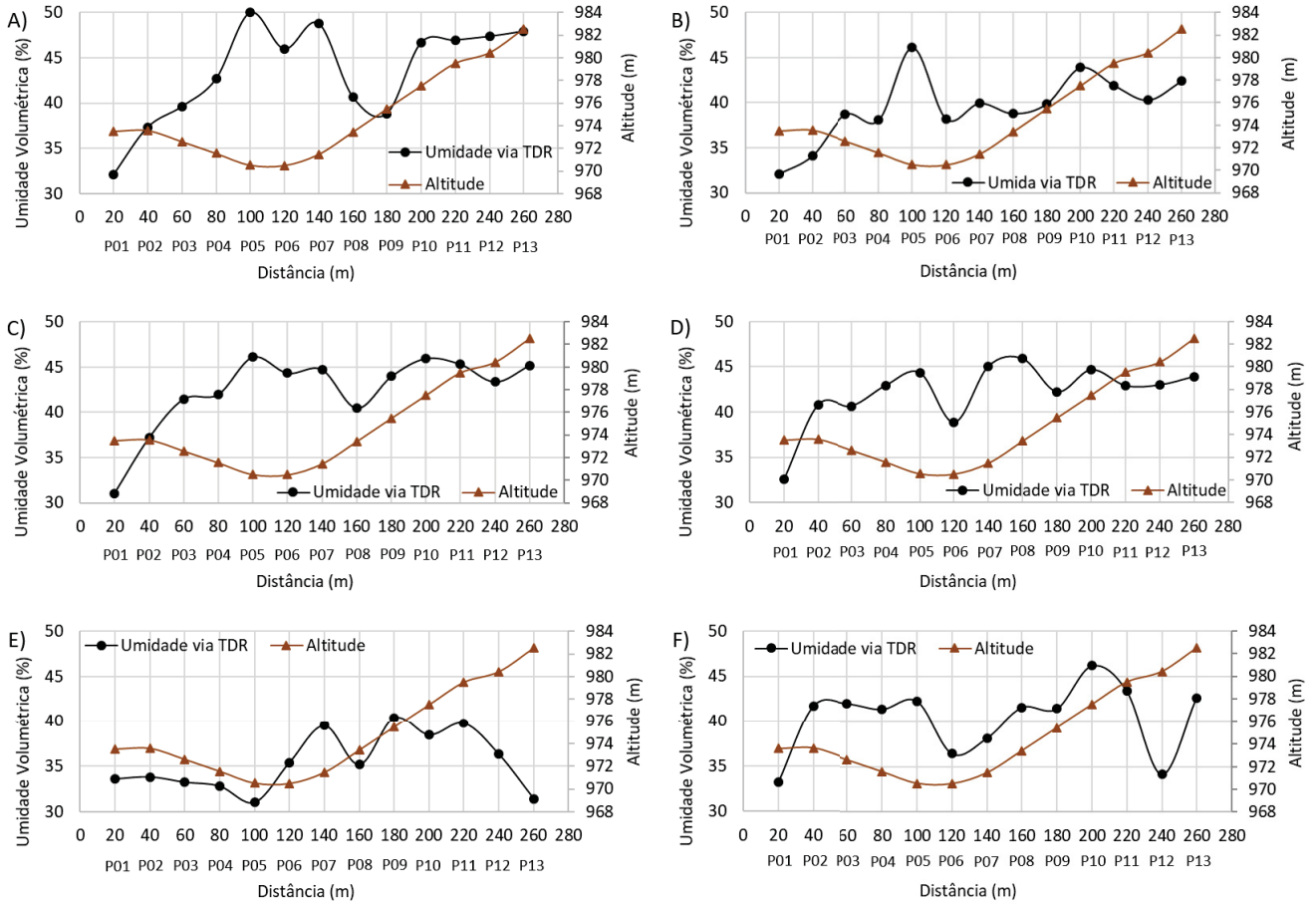
Para o dia 11/08/17 o DP variou de 0,03 a 3,67, enquanto que o CV foi de 0,07% a 8,36%. Para o dia 20/09/17 o DP oscilou entre 0,13 a 4,59, ao mesmo tempo que o CV variou de 0,35% a 12,01%. Para o dia 04/10/17 o DP variou de 0,23 a 5,47 e o CV foi de 0,51% a 14,73%. Já para o dia 14/11/17 o DP oscilou entre 0,36 a 2,44, ao passo que o CV variou de 0,80% a 6,29%. Para o dia 22/08/18 o DP variou de 0,04 a 5,38, enquanto que o CV foi de 0,10% a 16,20%. Por fim, para o dia 12/12/18 o DP variou entre 0,23 a 4,45 e o CV variou de 0,55% a 13,04%. Deste modo, observa-se que medições realizadas no mesmo ponto, com distâncias de no máximo 20 cm podem apresentar variações nos valores de umidade. Este fato pode estar associado às condições de manejo do solo florestal da área de estudo, que foi muito alterado principalmente nas camadas mais superficiais, devido aos ciclos dos povoamentos do *Pinus taeda*, além da heterogeneidade da textura do solo.

As Figuras 48 e 49 apresentam as médias e as variações das medições em cada campanha de campo. Nota-se que os pontos P01, P03, P09 e P10 foram os que tiveram as menores amplitudes de umidade (31,02% a 33,59%; 33,23% a 41,94%; 38,84% a 43,96%; e 38,46% a 46,67% respectivamente), enquanto que o P05, P06, P07 e P12 apresentaram as maiores amplitudes (31,02% a 49,99%; 35,40% a 45,98%; 38,16% a 48,81% e 34,14% a 47,36% respectivamente). O P05 destaca-se por apresentar o maior valor de umidade em três dos seis dias de medições, assim como ressalta-se o P01 por apresentar cinco dos seis dias com o menor valor de umidade. Isso pode estar associado ao fato que o P01 se localiza muito próximo ao divisor de águas e devido a forma do relevo, a precipitação que cai sobre ele drena em direção à estrada não pavimentada. A Figura 49 demonstra o intervalo das medições juntamente com a CC e PMP de cada ponto. As caixas determinam o 1º e 3º quartil, as linhas horizontais fora das caixas indicam os valores máximos e mínimos, a linha horizontal no interior da caixa representa a mediana e o “x” indica a média.

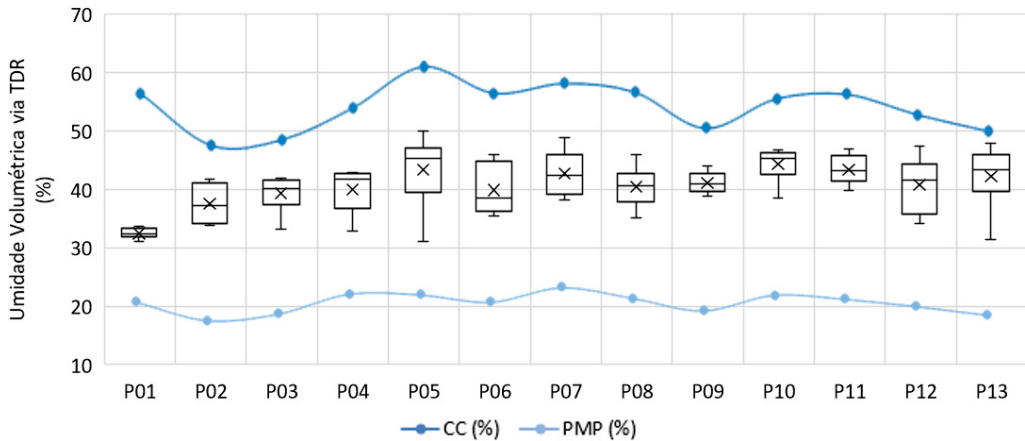
**Figura 47:** Umidade volumétrica do solo com sonda de TDR e o desvio padrão para os dias 11/08/17 (A), 20/09/17 (B), 04/10/17 (C), 14/11/17 (D), 22/08/18 (E) e 12/12/18 (F).



**Figura 48:** Umidade volumétrica média com sonda de TDR para os dias 11/08/17 (A), 20/09/17 (B), 04/10/17 (C), 14/11/17 (D), 22/08/18 (E) e 12/12/18 (F).



**Figura 49:** Intervalo das medições de umidade volumétrica com sonda de TDR nos 13 pontos do transecto.



As estimativas das curvas de retenção de água no solo foram realizadas com a equação de van Genuchten (1980), para as tensões de 0,1; 6; 10; 30; 50; 80; 100; 300; 500; 1000 e 1.500 kPa, em cada um dos 13 pontos de medições (Figura 50). A umidade nas tensões de 10 e 1.500 kPa foram consideradas como a CC e PMP, respectivamente. Observa-se que a CC variou de 46,12% a 61,34%, enquanto que o

PMP variou entre 16,75% a 24,48%. Os pontos P05 e P07 se destacam por apresentarem os maiores valores de CC (61,34% e 58,03%), ao mesmo tempo que P02 e P03 possuem os menores valores (46,12% e 47,24%). Em relação ao PMP, o P07 e P04 demonstraram os maiores valores (24,48% e 23,01%), ao passo que o P02 e P13 apresentaram os menores valores (16,75% e 18,06%).

A diferença observada entre as curvas de retenção pode ser associada à estrutura e composição das partículas sólidas, que estabelecem a quantidade e distribuição do sistema poroso. A maior variação na retenção de água no solo é evidenciada pela maior inclinação das curvas, que ocorreu a partir de 30 kPa até o limite da  $M_i$ , isto é, a maior variação ocorre dentro do limite da  $M_a$  (Figura 50), em virtude do maior tamanho dos poros, que proporciona uma menor força e tensão necessária para a retirada da água retida. Após um evento de precipitação, a água armazenada na  $M_a$  é a primeira a se movimentar durante a redistribuição interna da água no solo, devido às suas menores tensões. O ponto P02 apresentou uma  $M_i$  muito elevada e, portanto, a maior variação da curva ficou dentro deste limite.

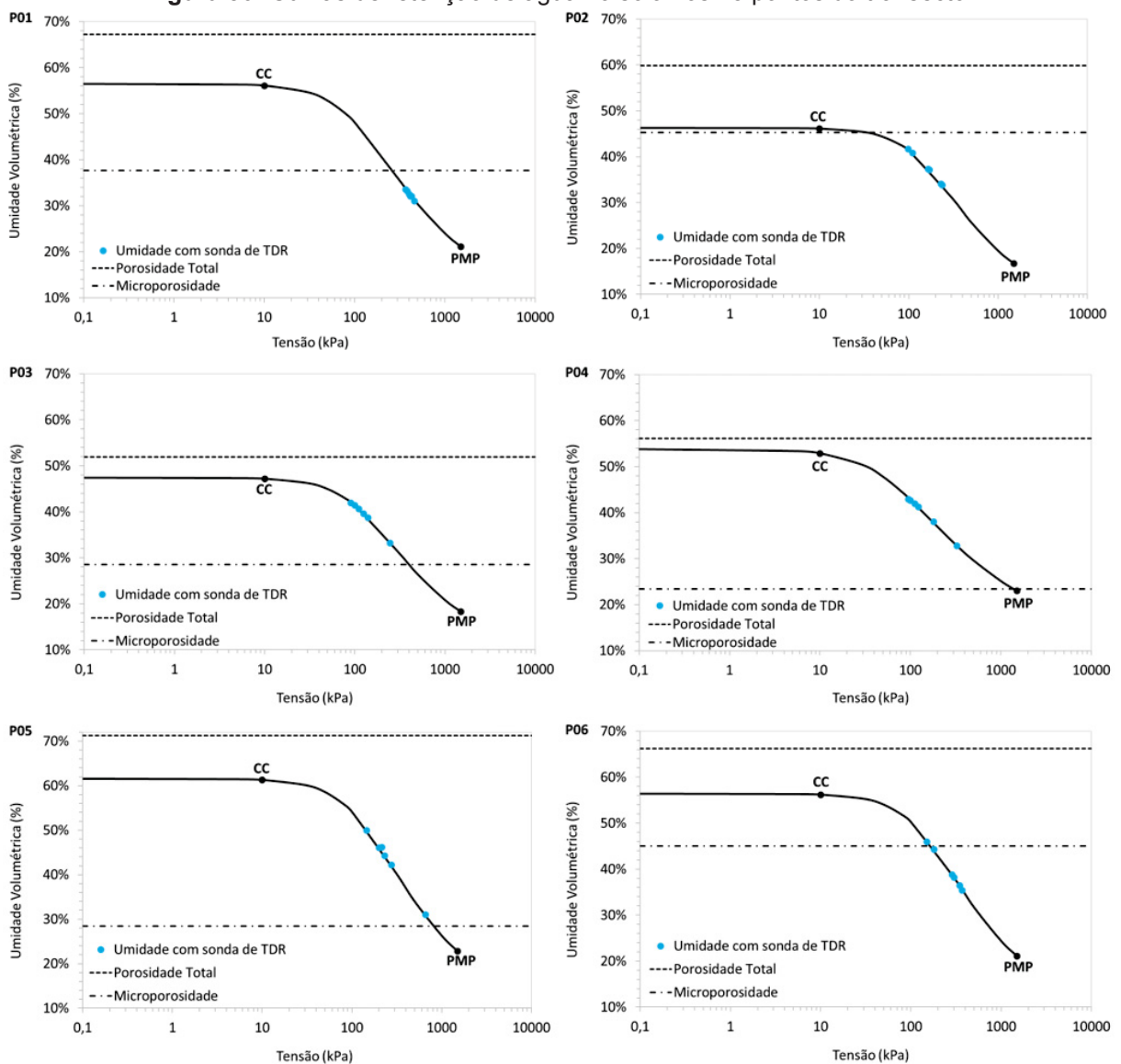
Por outro lado, nas maiores tensões a umidade variou menos e a inclinação da curva foi mais suave. Essa maior constância nas maiores tensões se deve ao fato que quanto maior a tensão da água no solo, maior será a força necessária para movimentar essa água, tanto pela ação da gravidade, quanto pela absorção através das raízes das plantas. Isto está associado ao fato de que as maiores tensões estão dentro do limite da  $M_i$ . Desta maneira, com o aumento dos valores de tensão, existe uma tendência de diminuição dos valores de umidade (SILVA *et al.* 2006).

A água disponível para as plantas (AD) é representada pela diferença entre a CC e o PMP, que são o limite superior e inferior da quantidade de água em que o solo pode armazenar para a vegetação. Os maiores valores de AD são encontrados no P05 e P06, que são os pontos mais ao centro do transecto com as menores altitudes e formam um pequeno vale. Esses pontos quando comparados com os demais, apresentam altos valores de silte, baixos de argila e medianos de areia total. Conforme observado na Tabela 8, a AD possui grande correlação com a  $P_t$  e CC ( $r = 0,91$ ), ou seja, quanto maior a  $P_t$  e CC, maior será a AD.

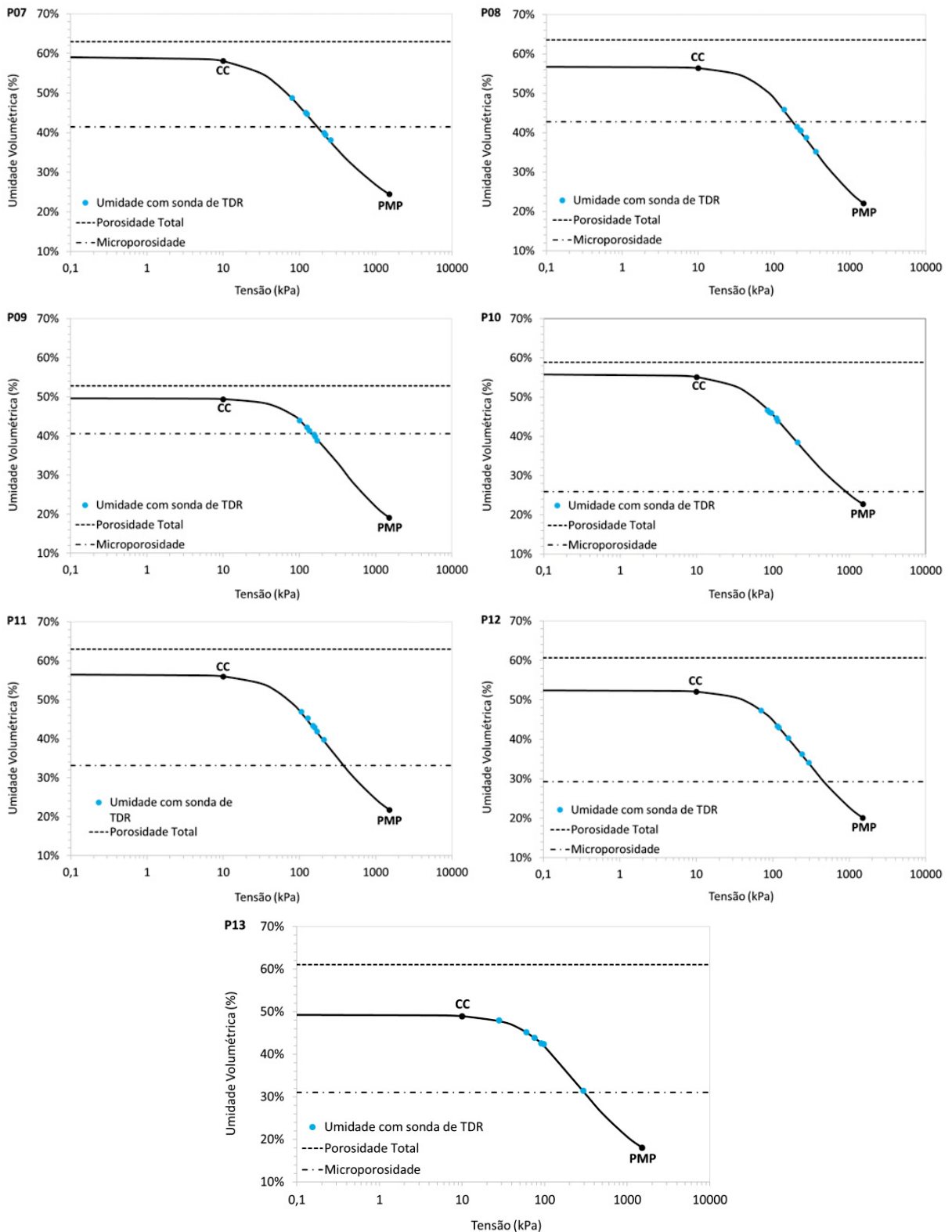
A Figura 50 também apresenta a umidade com sonda de TDR. De modo geral, as medições ficaram mais próximas dos valores da CC, sendo que nenhum ponto apresentou valores próximos ao PMP, chegando no máximo a tensão de 660 kPa

(P05). Este fato se deve as condições climáticas da região, onde a precipitação é bem distribuída durante o ano todo e não apresenta déficit hídrico. Na Figura 50, além da curva de retenção de água no solo, foram colocadas a  $P_t$ ,  $M_i$  e  $M_a$  ( $P_t - M_i$ ). Os pontos P01 e P02 (mais próximos do divisor) apresentaram todas as medições dentro do limite da  $M_i$ . De forma parcial o P06, P07, P08 e P09 (mais ao centro do transecto), tiveram medições tanto nos limites da  $M_i$ , quanto da  $M_a$ . Já o P03, P04, P05, P10, P11, P12 e P13, apresentaram todas as medições acima do limite da  $M_i$ .

**Figura 50:** Curvas de retenção de água no solo nos 13 pontos do transecto.



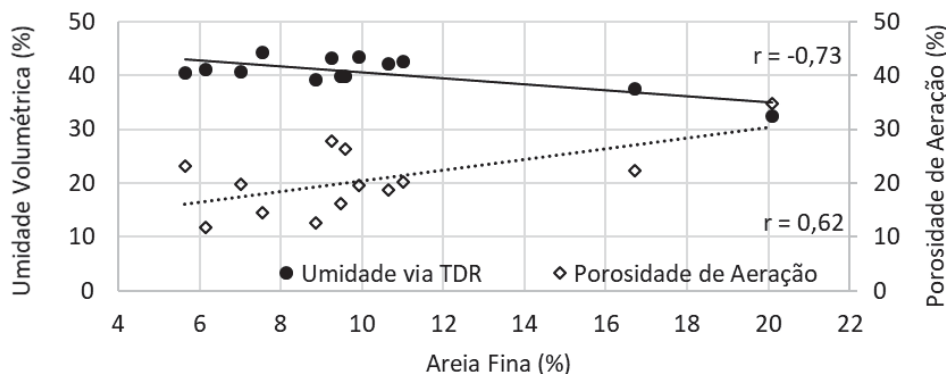




Correlacionando as medições da sonda de TDR com os atributos físico-hídricos do solo, apenas a areia fina apresentou correlação significativa de  $r = -0,73$  (Figura 51), ou seja, conforme a areia fina aumenta, a umidade armazenada diminui. Por outro lado, a porosidade de aeração ( $P_a$ ) para os mesmos dias das medições com

a sonda de TDR, demonstrou correlação com AD ( $r = 0,72$ ),  $K_s$  ( $r = 0,74$ ),  $P_t$  ( $r = 0,88$ ), areia fina ( $r = 0,62$ ) (Figura 51) e  $D_s$  ( $r = -0,78$ ).

**Figura 51:** Correlação (Pearson) entre umidade volumétrica com sonda de TDR,  $P_a$  e areia fina.

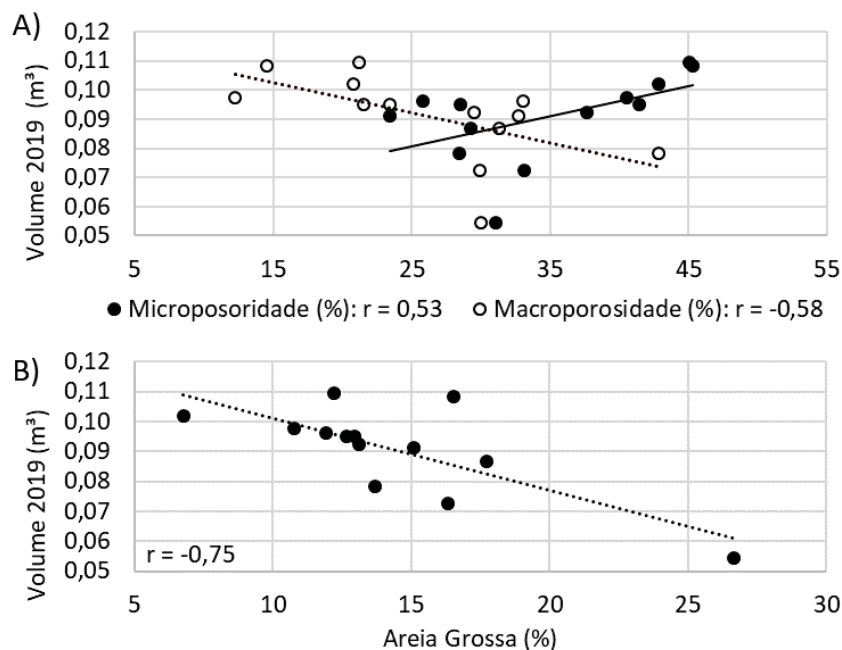


Por fim, correlacionando o volume acumulado (2019) do *Pinus taeda* com os atributos físico-hídricos do solo (Tabela 9), é possível constatar que alguns atributos apresentam correlações, onde destacam-se a  $M_i$  ( $r = 0,53$ ) e  $M_a$  ( $r = -0,58$ ) (Figura 52-A). De forma mais expressiva somente a areia grossa ( $r = -0,75$ ) (Figura 52-B) se destaca. Corroborando com esse resultado, Turvey *et al.* (1986) e Dedecek *et al.* (2008), também observaram que o crescimento do *Pinus* de 11 e 22 anos possuem correlações negativas com a quantidade de areia.

**Tabela 9:** Correlação entre volume acumulado do *Pinus taeda* em 2019 e os atributos físico-hídricos do solo.

Tipo de dados	Variável	r de Pearson
Dados Medidos	Areia Fina	0,05
	Areia Grossa	-0,75
	Areia Total	-0,48
	Silte	0,39
	Argila	0,03
	CMO	0,30
	$\theta_i$	0,22
	$P_t$	-0,15
	$M_i$	0,53
	$M_a$	-0,58
	$D_s$	0,09
	$D_p$	-0,19
Dados Estimados	$K_s$	-0,09
	CC	-0,05
	PMP	0,03
	AD	-0,10

**Figura 52:** Correlação (Pearson) entre o volume acumulado do *Pinus taeda* 2019,  $M_i$  e  $M_a$  (A) e areia grossa (B).



Conforme Dedeczek *et al.* (2008), se os limites críticos de  $M_a$  (<10%) não forem atingidos, uma maior  $M_i$  (>74% da  $P_t$ ) apresenta maiores benefícios ao crescimento dessa espécie. Desta maneira, para a  $M_a$  os autores obtiveram um  $r = -0,63$  na camada de 0 a 10 cm e  $r = -0,68$  para a camada 20 a 30 cm, quando comparadas com o volume do *Pinus*. Os mesmos autores também demonstraram que a camada superficial do solo geralmente é mais rica em nutrientes devido a CMO e ciclagem da serapilheira, que podem contribuir para um maior crescimento da vegetação. Entretanto, apesar de positiva, a CMO apresentou um baixo valor de correlação no presente trabalho.

Analisando o volume acumulado do *Pinus* em ordem decrescente juntamente com as medições de umidade via TDR (Tabela 10 e Figura 50), é possível constatar que para os pontos de maior volume, a maioria das medições com sonda de TDR se localizaram dentro do limite da  $M_i$ . A água armazenada na  $M_i$  é retirada com maior tensão por mais tempo e fica disponível para a vegetação. Deste modo, a  $M_a$  é preenchida por ar, que permite a troca de oxigênio com o dióxido de carbono gerado pela vegetação no processo de respiração, no qual é usado para gerar energia para a planta (BRADY e WEIL, 2013). A exceção foi o P01, que apesar de apresentar todas as medições no limite da  $M_i$ , demonstrou um moderado volume de *Pinus*. Observando

a Figura 49, nota-se que o P01 possui os menores valores e a menor variação de umidade do solo (31,02% a 33,59%).

De outro modo, os pontos com os menores volumes de *Pinus* apresentaram todas as medições de umidade dentro do limite da  $M_a$ , onde neste caso, constata-se uma maior quantidade de água armazenada. Conseqüentemente, ocorre a diminuição da  $P_a$  e as plantas dispõem de menores quantidades de oxigênio para realizar o processo de respiração. As exceções são o P10 e P03, que possuem baixos valores de  $M_i$  (25,85% e 28,51%) e  $P_t$  (58,87% e 51,92%), e apresentaram valores medianos de volume acumulado do *Pinus*.

**Tabela 10:** Volume acumulado do *Pinus taeda* em ordem decrescente e quantidade de medições de umidade volumétrica na microporosidade e macroporosidade.

Ponto	Volume Acumulado (m <sup>3</sup> )	Quantidade de medições	
		$M_i$	$M_a$
P06	0,110	5	1
P02	0,108	6	0
P08	0,102	5	1
P09	0,098	3	3
P10	0,096	0	6
P03	0,095	0	6
P07	0,095	3	3
P01	0,092	6	0
P04	0,091	0	6
P12	0,087	0	6
P05	0,078	0	6
P11	0,073	0	6
P13	0,055	0	6

No entanto, as medições pontuais de umidade com sonda de TDR e a  $P_a$ , também não demonstraram correlações significativas com o volume do *Pinus* (Tabela 11). É possível evidenciar que cinco das seis medições de umidade apresentaram correlações negativas, indicando que maiores quantidades de água armazenadas no solo, podem afetar o crescimento dessa espécie. Apesar dos valores baixos de correlação, esses resultados são condizentes com os obtidos por Bognola *et al.* (2010), onde constataram que as maiores umidades do solo (38,9% a 54,1%) influenciaram negativamente no volume do *Pinus* de 12 e 13 anos ( $r = -0,67$  a  $-0,82$ ), isto é, o excesso de umidade no solo pode acarretar em limitações no crescimento da vegetação, tanto nas camadas superficiais (5 a 10 cm) quanto nas camadas

subsuperficiais (35 a 40 cm) do solo, assim como evidenciado em Santos Filho e Rocha (1987).

**Tabela 11:** Correlação entre volume acumulado do *Pinus taeda* 2019, a umidade volumétrica do solo por meio de TDR e a porosidade de aeração ( $P_a$ ).

Variável	Data	r de Pearson
Umidade via TDR	11/08/2017	-0,45
	20/09/2017	-0,52
	04/10/2017	-0,34
	14/11/2017	-0,23
	22/08/2018	0,25
	12/12/2018	-0,22
$P_a$	11/08/2017	0,24
	20/09/2017	0,17
	04/10/2017	0,09
	14/11/2017	0,00*
	22/08/2018	-0,23
	12/12/2018	0,00*

\* valor menor do que duas casas decimais.

A mesma análise foi realizada com a altura do *Pinus* gerada a partir do MDV (Tabela 12 e 13), onde foram extraídas as médias das alturas das árvores dentro de cada elemento no qual localizam-se os 13 pontos (Figura 31 e 45). É possível observar que os atributos físico-hídricos do solo também não respondem completamente o crescimento da altura da vegetação. Alguns atributos apresentaram pequenas correlações como no caso da areia fina (positiva) e areia grossa (negativa). Dedecek *et al.* (2008), encontraram valores semelhantes com a areia grossa ( $r = -0,65$ ). Quando correlacionado com a umidade da sonda de TDR e a  $P_a$ , o MDV reforça o fato de que maiores quantidades de água armazenadas no solo influenciam negativamente no crescimento do *Pinus*, uma vez que para todos os seis dias de medições as correlações foram negativas com valores mais expressivos (Tabela 13). Em contrapartida, a  $P_a$  evidenciou valores positivos, porém, novamente pouco expressivos.

Conforme observado por Bognola *et al.* (2010), as correlações entre o crescimento do *Pinus taeda* e os atributos físico-hídricos do solo não são muito elevadas, portanto, não são lineares, mas devem ser consideradas em conjunto, pois cada atributo contribui para o crescimento dessa espécie. Ainda segundo estes

autores, não se pode esperar que apenas essas variáveis possam explicar totalmente o crescimento da vegetação em diferentes áreas.

**Tabela 12:** Correlação entre MDV do *Pinus taeda* (altura) e os atributos físico-hídricos do solo.

Tipo de dados	Variável	r de Pearson
Dados medidos	Areia Fina	0,48
	Areia Grossa	-0,55
	Areia Total	-0,09
	Silte	0,14
	Argila	-0,07
	$CMO$	0,31
	$\theta_i$	0,21
	$P_t$	-0,10
	$M_i$	0,29
	$M_a$	-0,33
	$D_s$	0,06
Dados estimados	$D_p$	-0,11
	$K_s$	0,00*
	CC	-0,08
	PMP	-0,06
	AD	-0,07

\* valor menor do que duas casas decimais.

**Tabela 13:** Correlação entre o MDV do *Pinus taeda* (altura), a umidade volumétrica do solo por meio de TDR e a porosidade de aeração ( $P_a$ ).

Variável	Data	r de Pearson
Umidade via TDR	11/08/2017	-0,71
	20/09/2017	-0,58
	04/10/2017	-0,66
	14/11/2017	-0,42
	22/08/2018	-0,02
	12/12/2018	-0,03
$P_a$	11/08/2017	0,50
	20/09/2017	0,26
	04/10/2017	0,32
	14/11/2017	0,14
	22/08/2018	-0,07
	12/12/2018	0,19

No presente trabalho, a areia grossa influenciou diretamente no crescimento do *Pinus taeda* ( $r = -0,75$ ), onde observou-se que o seu aumento acarreta em menores

volumes do *Pinus*. Este fato é realçado pela  $M_a$  que também demonstrou influência negativa com o crescimento da vegetação ( $r = -0,58$ ), em que o aumento da areia grossa acarreta no aumento da  $M_a$ . Deste modo, a maior quantidade de água armazenada na  $M_a$  promove a diminuição da  $P_a$  e em menores disponibilidades de oxigênio para as plantas realizarem o processo de respiração. Por outro lado, a maior quantidade de  $M_i$  promove o armazenamento e disponibilidade da água por mais tempo para a vegetação e conseqüentemente, uma correlação positiva ( $r = 0,53$ ). Neste caso, a  $M_a$  permanece preenchida por ar e a troca de oxigênio com o dióxido de carbono é gerado pela vegetação no processo de respiração, no qual é usado para gerar energia para a planta.

Já a areia fina apresentou influência sobre a umidade do solo ( $r = -0,73$ ) e  $P_a$  ( $r = 0,62$ ). Os demais atributos, incluindo as medições momentâneas de umidade não apresentaram correlações altas com o volume do *Pinus*, indicando somente que maiores quantidades de água armazenadas no solo podem afetar o crescimento dessa espécie, sendo que a análise com o MDV reforçou estes resultados.

Apesar dos baixos valores de correlação dos demais atributos físico-hídricos com o crescimento do *Pinus*, estas não devem ser descartadas neste tipo de análise, uma vez que conforme discutido neste item e no referencial teórico, outros trabalhos em diferentes áreas constataram que esses atributos influenciam de variadas maneiras no crescimento desta espécie e, portanto, devem ser analisadas em conjunto. Deste modo, salienta-se que medições pontuais de umidade do solo podem não representar a sua influência no crescimento da vegetação, visto que a umidade do solo possui dinâmica espacial e temporal, ou seja, é necessário analisar a sua variação e o seu tempo de permanência no perfil do solo, em virtude das características climáticas da área de estudo.

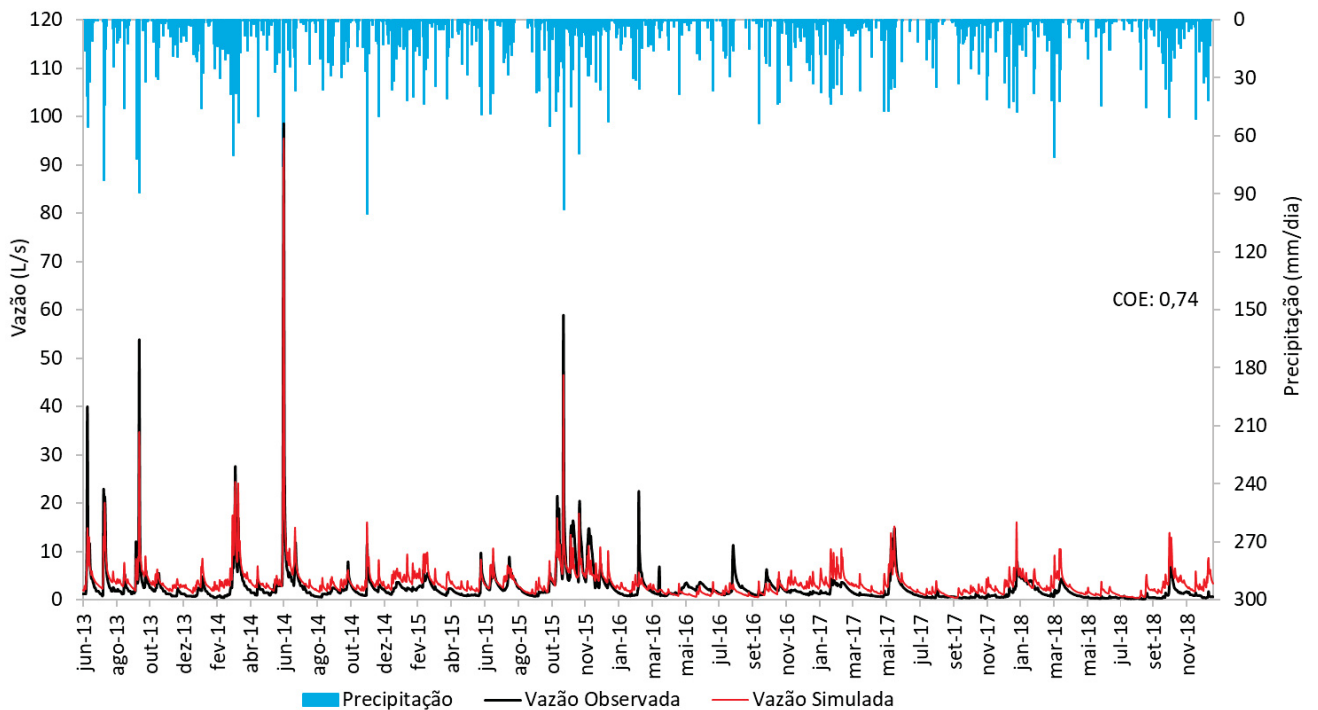
### 6.3. MODELAGEM DA DINÂMICA DA UMIDADE DO SOLO COM O TOPOG-IRM

#### 6.3.1. ANÁLISE DA SIMULAÇÃO DO TOPOG-IRM

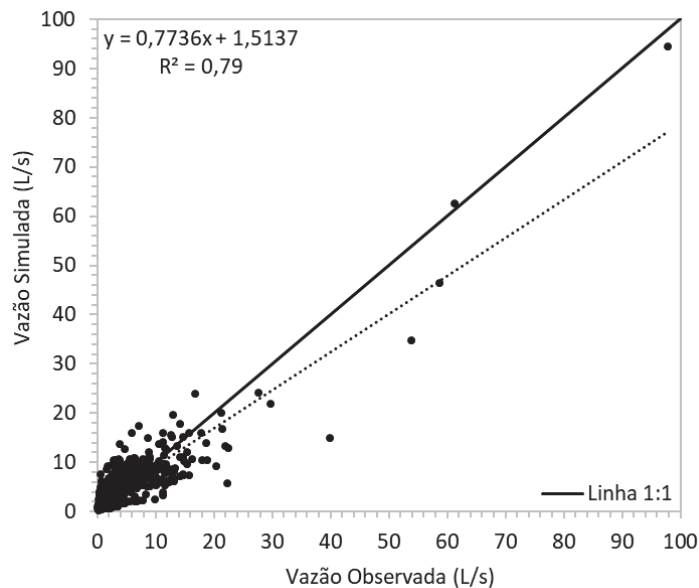
A análise concentrada da simulação do TOPOG-IRM foi realizada comparando a vazão simulada com a observada no período de 13/06/2013 a 31/12/2018, portanto, o intervalo anterior de 01/01/2013 a 12/06/2013 foi considerado

como o período de aquecimento do modelo e foi descartado da análise. As Figuras 53 e 54 comparam a vazão simulada com a observada da bacia do rio Saci. De modo geral, observa-se que a vazão simulada se mostrou coerente com a vazão observada, obtendo um COE de 0,74 e  $R^2 = 0,79$  para todo o período. Os valores de COE e  $R^2$  igual ou acima de 0,7 indicam alta eficiência no ajuste do modelo (MORIASI *et al.* 2007).

**Figura 53:** Precipitação, vazão simulada e observada.



**Figura 54:** Relação entre vazões observadas e simuladas.





Marangon (2013), também comparando os hidrogramas simulados e observados na bacia do rio Saci, utilizando o TOPOG-SBM para simular 20 eventos de precipitação em escala sub-diária, obteve melhores resultados em eventos com vazão inicial de até 1 L/s, com COE variando de -2,42 a 0,95, média de 0,33 e apresentando seis simulações com valores superiores a 0,60. Já os valores de  $R^2$  oscilaram entre 0,5 a 0,96, com média de 0,84. De maneira geral, nas simulações de Marangon (2013), o TOPOG-SBM simulou adequadamente a dinâmica da água nos eventos de menor umidade antecedente (vazão no início do evento igual ou inferior a 1 L/s), ao passo que nos eventos de maior umidade antecedente (vazão no início do evento igual ou superior a 1 L/s) as simulações apresentaram a tendência de subestimar a vazão observada.

No presente trabalho, o TOPOG-IRM simulou adequadamente principalmente os picos do hidrograma até 20 L/s, ou seja, nos eventos de precipitação de maior magnitude o modelo subestimou a vazão observada, como pode ser observado nas Figuras 53 e 54. Cabe ressaltar que os picos maiores do que 20 L/s representam a minoria dos eventos da série simulada. Já nos eventos menores que 20 L/s, de modo geral, o TOPOG-IRM representou corretamente a variação sazonal da vazão em todo o período simulado, com variações de subestimação e superestimação da vazão observada. No trabalho de Marangon (2013), o TOPOG-SBM simulou adequadamente os picos inferiores a 4 L/s na bacia do rio Saci.

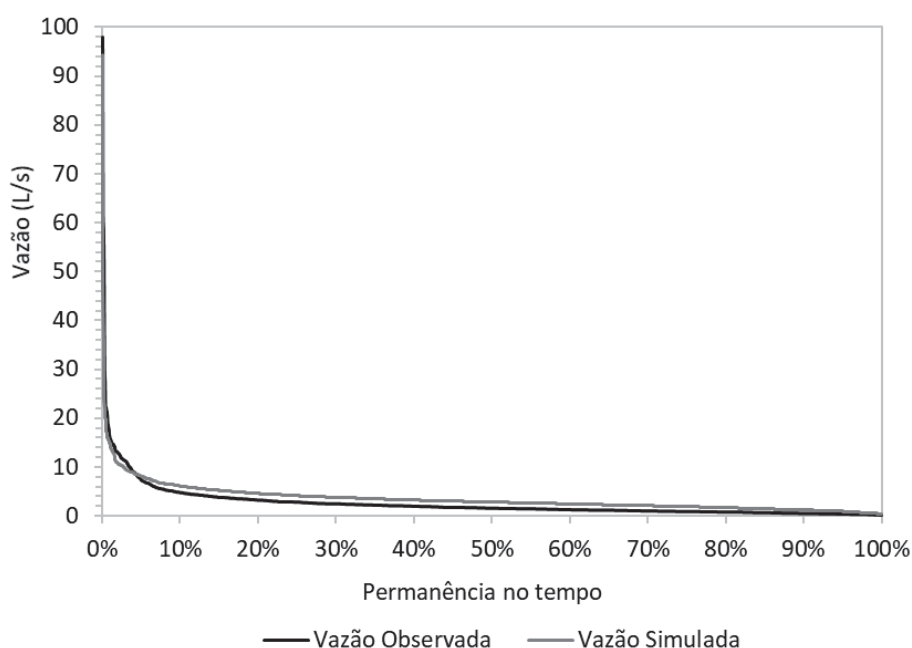
Vertessy *et al.* (1993), aplicando o TOPOG-YIELD em uma bacia experimental na Austrália, compararam os valores de vazão observados e modelados em um período de 12 anos. O modelo superestimou a vazão nas estações de inverno e subestimou a vazão nas estações de verão. Em linhas gerais, ocorreu uma boa concordância entre os valores observados e previstos, resultando em um  $R^2 = 0,87$ . Davis *et al.* (1999), usando o TOPOG-IRM na mesma bacia experimental, compararam o hidrograma simulado com o observado em um período de seis anos. Os resultados da simulação demonstraram uma boa relação com  $R^2 = 0,75$ , embora houve um aumento na dispersão nos valores mais altos de vazão, assim como observado na bacia do rio Saci.

Vertessy *et al.* (1996), utilizando o TOPOG-IRM em outra bacia experimental na Austrália, simularam a dinâmica da água para um período de 23 anos. Os resultados demonstraram uma relação de  $R^2 = 0,76$  entre os dados modelados e observados, porém, o modelo apresentou tendência de superestimar os picos e as

áreas de escoamento contribuintes, além de gerar recessões muito íngremes, que resultaram em uma quantidade de drenagem maior. Além disso, o modelo apresentou dificuldade em representar os picos do hidrograma durante e imediatamente após os grandes eventos de precipitação. Este fato não ocorreu na bacia do rio Saci, onde nota-se que o TOPOG-IRM previu adequadamente o momento exato dos picos e das recessões do hidrograma (Figura 53). Nas simulações de Marangon (2013), o TOPOG-SBM também previu adequadamente o momento dos picos, entretanto, nas recessões e logo após os grandes picos do hidrograma, o modelo apresentou dificuldades e simulou recessões abruptas.

A Figura 55 apresenta a curva de permanência no tempo da vazão observada e simulada da bacia do rio Saci com o TOPOG-IRM, onde observa-se características semelhantes. As vazões mínimas simuladas e observadas foram de 0,34 L/s e 0,14 L/s, respectivamente, e permaneceram 100% do tempo. As vazões médias de 3,50 L/s (simulada) e 2,56 L/s (observada) permaneceram 34,37% e 27,66% do tempo. Já as vazões máximas de 94,37 L/s (simulada) e 97,87 L/s (observada) permaneceram apenas 0,05% do tempo. A Tabela 14 compara os valores mínimos, máximos, médias, DP e CV entre a vazão simulada e observada. Deste modo, observa-se que para os seis anos de modelagem, o TOPOG-IRM simulou de maneira satisfatória a dinâmica da água no exutório da bacia hidrográfica.

**Figura 55:** Curva de permanência das vazões observada e simulada.



**Tabela 14:** Comparação entre a vazão observada e simulada.

Variável	Vazão Observada	Vazão Simulada
Mínima (L/s)	0,14	0,34
Máxima (L/s)	97,87	94,37
Média (L/s)	2,56	3,50
DP	4,20	3,66
CV (%)	164	105

No entanto, apenas a análise do hidrograma não é suficiente para considerar a simulação como adequada, sendo necessário analisar os processos internos da bacia hidrográfica, ou seja, de maneira distribuída (GRAYSON e BLÖSCHL, 2000; BEVEN, 2001). Deste modo, a análise distribuída da simulação do TOPOG-IRM se deu a partir da comparação entre a umidade do solo simulada e as medições com sonda de TDR na camada superficial do solo. Para tanto, foram extraídos os valores de umidade armazenadas no perfil do solo em cada elemento que compõem os 13 pontos transecto.

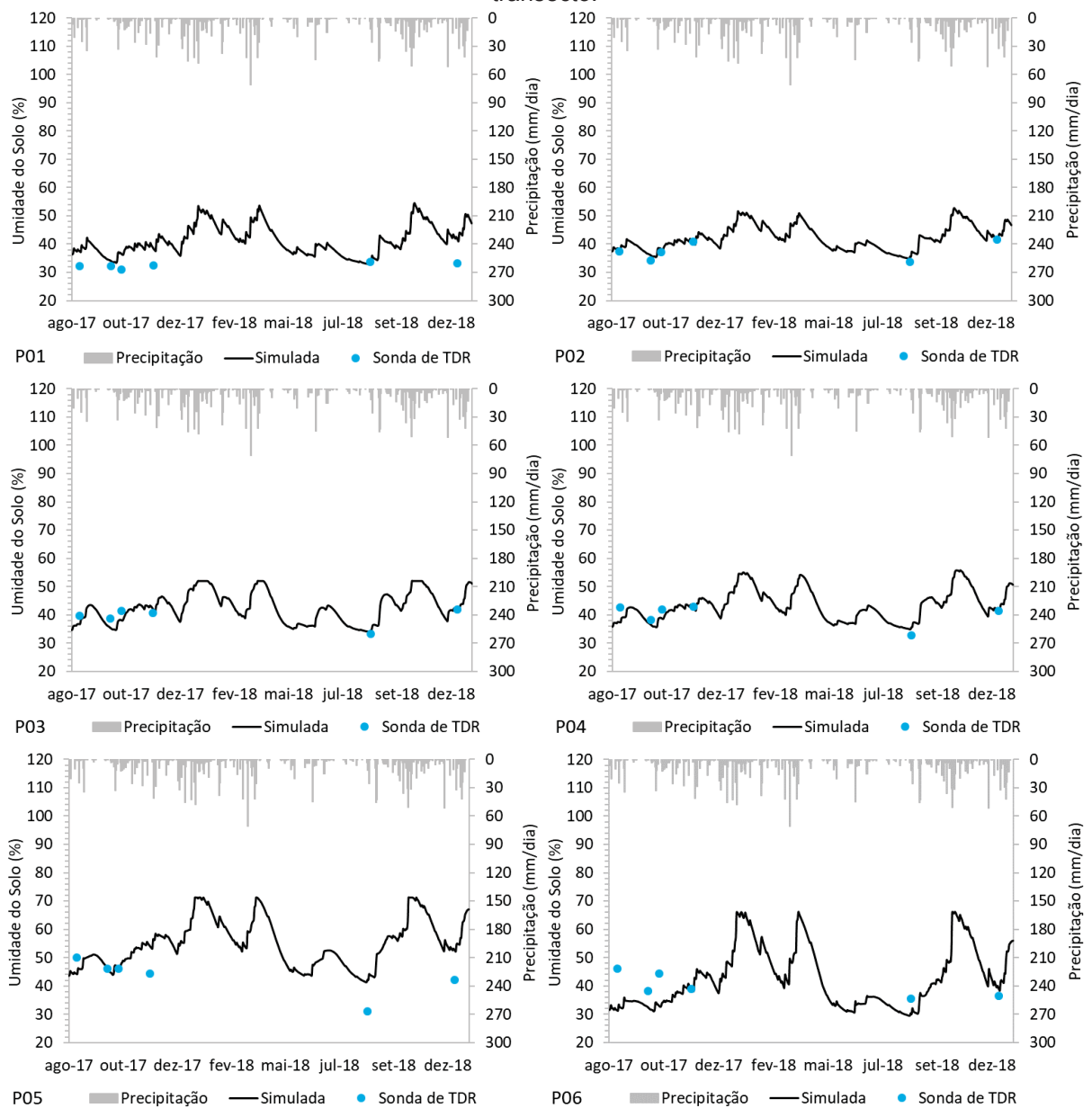
De modo geral, observa-se por meio das Figuras 56 e 57, que o TOPOG-IRM simulou adequadamente a dinâmica hidrológica interna da bacia hidrográfica de forma distribuída, com  $R^2 = 0,63$ . Em todos os pontos, a variação sazonal da umidade simulada acompanhou a variação da umidade observada. Porém, nota-se que em alguns pontos o modelo tendeu a superestimar (P01 e P05) ou subestimar (P06) os dados observados.

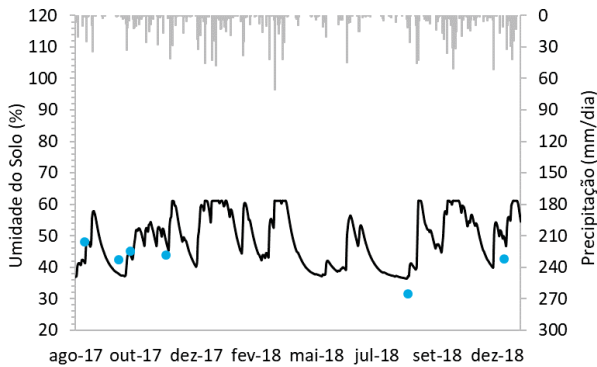
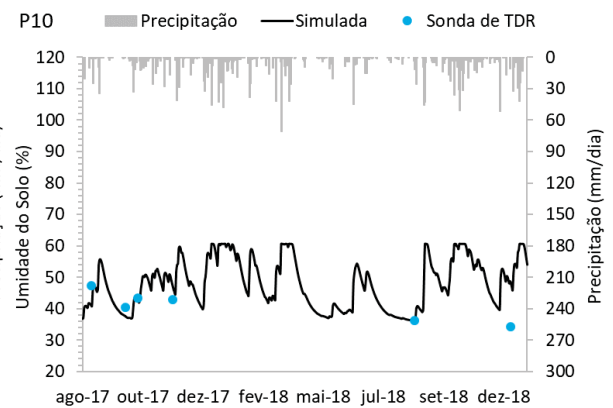
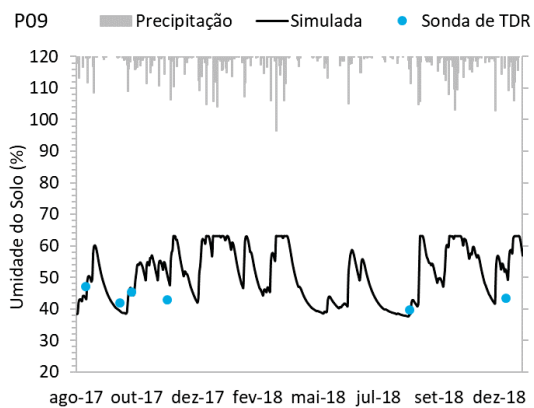
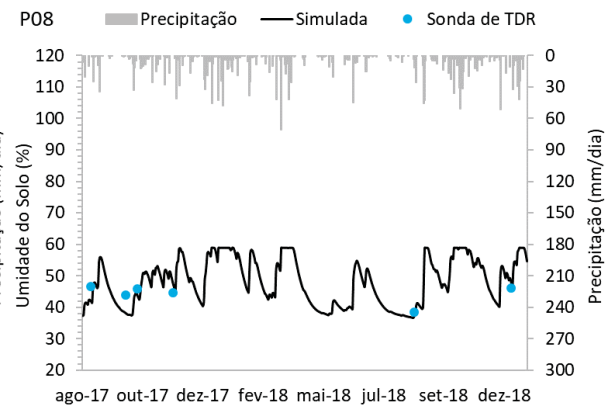
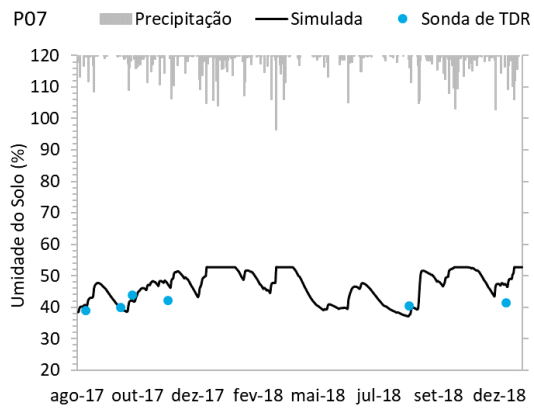
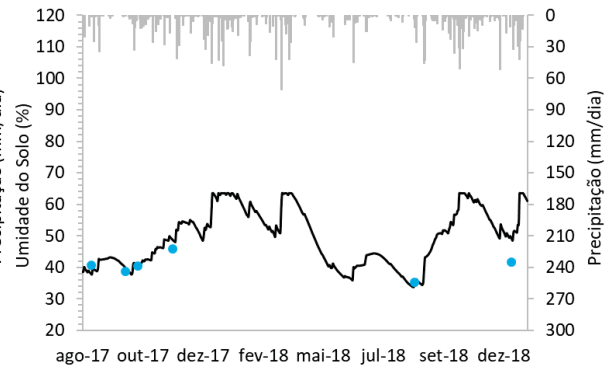
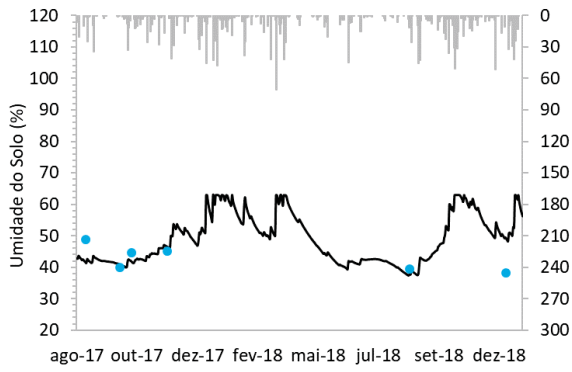
Assim como na bacia do rio Saci, Dawes *et al.* (1997), utilizando o TOPOG-IRM em uma bacia experimental na Austrália, simularam a dinâmica da umidade do solo para um período de dois anos e compararam os resultados com os valores de umidade observados em campo também com sonda de TDR. Em linhas gerais, a simulação do modelo foi eficiente nas camadas do solo até 1,1 m, onde a umidade simulada acompanhou a variação sazonal da umidade observada com valores similares.

No trabalho de Vertessy *et al.* (1996), os resultados indicaram boa correspondência entre o armazenamento de água no solo simulado e observado nas profundidades de 0 a 1,5 m, em 12 pontos da bacia. Tanto a amplitude sazonal como o tempo das variações no armazenamento de água no solo foram bem representadas pelo modelo e as previsões se apresentaram dentro dos limites de confiança de 95% dos valores observados.

Já Zhang *et al.* (1999), em mais uma bacia experimental na Austrália, obtiveram resultados satisfatórios na simulação da dinâmica da umidade do solo para um período de três anos. Os autores compararam a umidade do solo simulada com dados oriundos de sonda de TDR em nove pontos da bacia, que representavam as variações espaciais da umidade do solo, tipo de solo e posição na paisagem. O erro médio relativo foi de 8,7% para 10 cm, 1,5% para 50 cm e 5,1% para 100 cm de profundidade do solo.

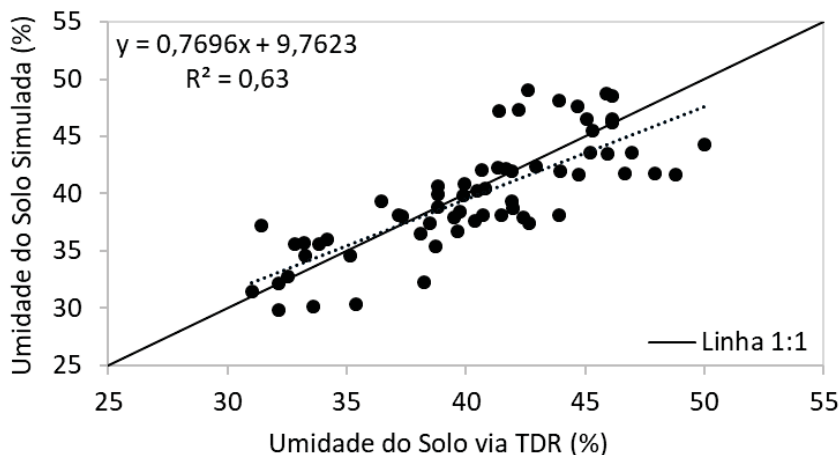
**Figura 56:** Precipitação, umidade volumétrica do solo simulada e observada nos 13 pontos do transecto.





P13 — Precipitação — Simulada ● Sonda de TDR

**Figura 57:** Relação entre a umidade volumétrica do solo observada e simulada nos 13 pontos do transecto.



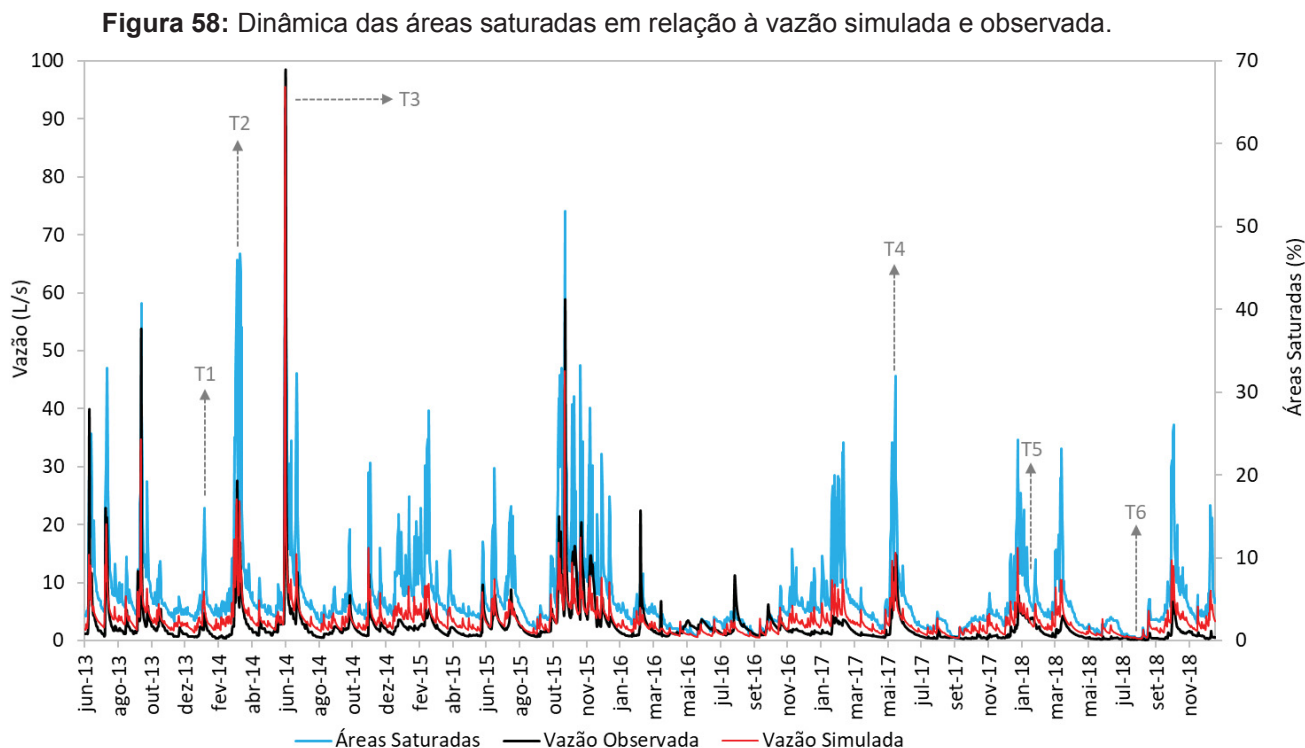
Neste contexto, os resultados do TOPOG-IRM dos trabalhos supracitados demonstram que o modelo consegue simular de maneira satisfatória a dinâmica interna da bacia hidrográfica, em relação à dinâmica da umidade do solo e de forma concentrada no exutório da bacia, assim como observado na bacia do rio Saci.

### 6.3.2. DINÂMICA ESPAÇO-TEMPORAL DA UMIDADE DO SOLO

A simulação do TOPOG-IRM resultou na dinâmica da umidade do solo durante o período considerado. Como o TOPOG-IRM constitui-se como um modelo distribuído, os valores de umidade do solo são distribuídos para cada elemento que compõem a malha de elementos. A Figura 58 demonstra a dinâmica das áreas saturadas da área de estudo. Pode-se considerar que a distribuição espacial e temporal das áreas saturadas são proporcionais à distribuição espacial e temporal das áreas no qual o déficit de umidade do perfil do solo é zero para determinado dia simulado pelo modelo. De maneira geral, a dinâmica das áreas saturadas da bacia do rio Saci possui uma sensibilidade hidrológica rápida, onde observa-se a resposta das áreas saturadas em relação à vazão observada e simulada, no que se refere aos picos e as recessões do hidrograma (Figura 58).

As áreas saturadas variaram de 0,22% a 64,30%, com média de 5,48%. Santos (2009), utilizando o modelo TOPMODEL para simular os mesmos 20 eventos de Marangon (2013), na bacia do rio Saci, obteve resultados de áreas saturadas variando entre 0,50% a 13,20%. O autor aponta que nos maiores eventos, as áreas saturadas excedentes à zona ripária se concentraram no talvegue principal da bacia,

assim como verificado por Marangon (2013), no qual as áreas saturadas variaram de 6,50% a 32% com o TOPOG-SBM.

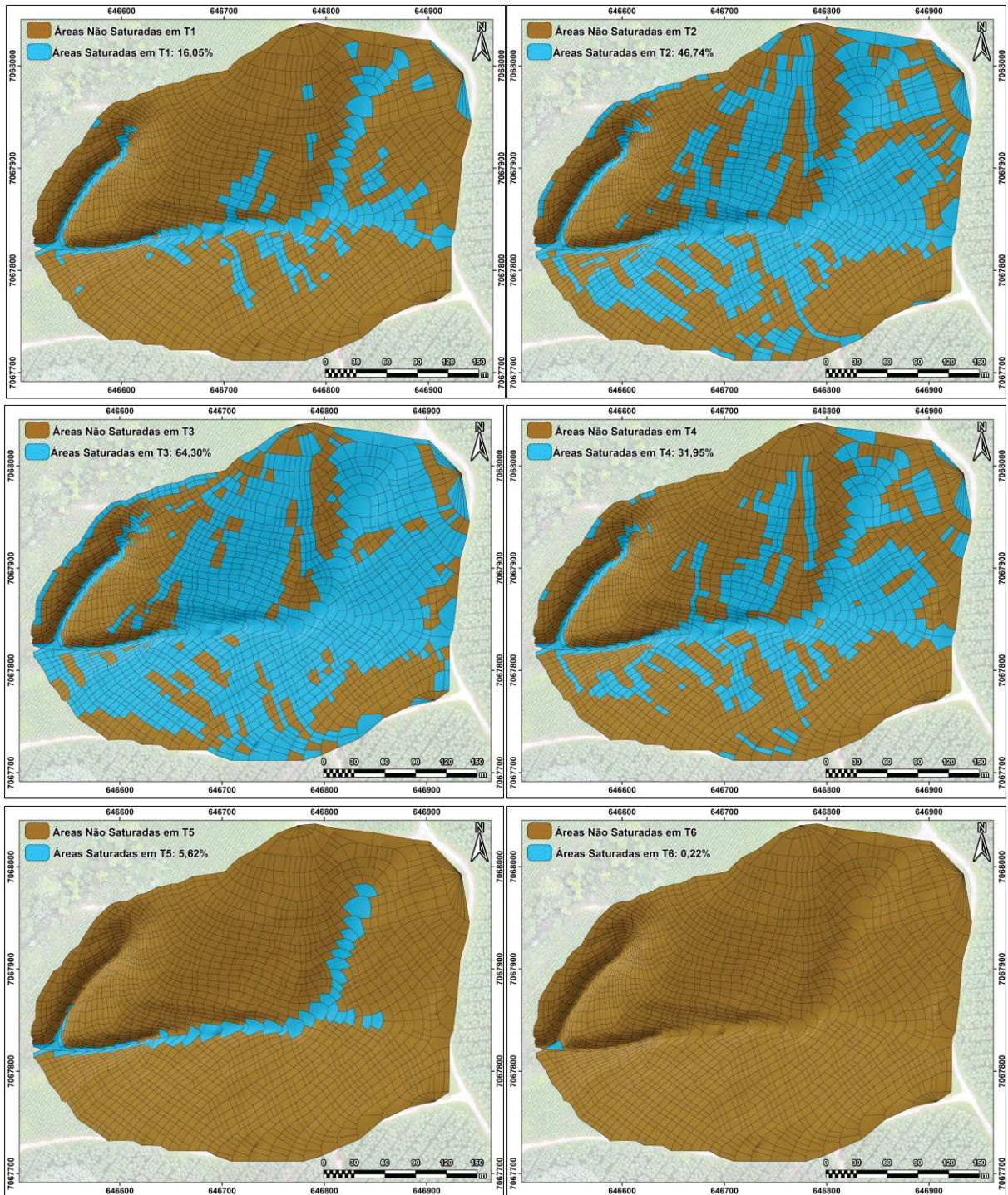


Deste modo, a Figura 59 apresenta a distribuição espacial das áreas saturadas simuladas pelo TOPOG-IRM em seis momentos do período selecionado, indicados na Figura 58. Observa-se que durante os eventos de precipitação de maior magnitude, as regiões mais próximas às cabeceiras de drenagem atingiram o estado de saturação hídrica do solo, que posteriormente contribuíram para a formação de canais intermitentes com caminhos preferenciais em áreas contíguas aos canais perenes, principalmente em áreas de convergência de fluxo (T1 e T2). No instante em que a bacia do rio Saci atingiu seu estado de saturação máxima (T3), concomitantemente ocorreu a geração de uma nova rede de drenagem a partir do escoamento superficial resultante da conectividade entre as áreas saturadas.

Nota-se que as áreas saturadas se distribuem no talvegue e ao seu redor, onde ocorrem a concentração do maior volume de água nos elementos com as maiores áreas de contribuição e em áreas de convergência de fluxo. Nos eventos de maior magnitude, além da zona ripária, algumas áreas a montante do talvegue ficam saturadas, devido a presença de uma rede de caminhos preferenciais de escoamento que são ativados apenas nestes eventos e contribuem com o escoamento superficial

e subsuperficial, como pode ser observado em T1 a T5 e em Santos (2009) e Marangon (2013).

**Figura 59:** Distribuição espacial das áreas saturadas simuladas pelo TOPOG-IRM na bacia do rio Saci.



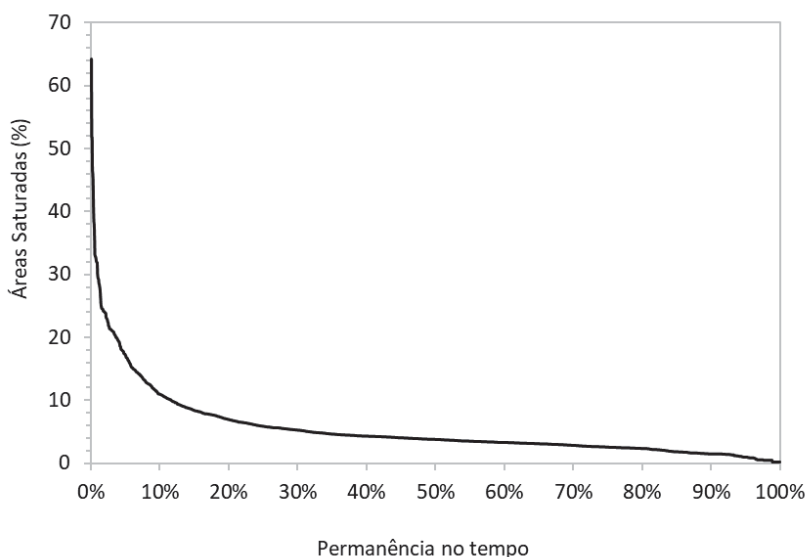
O processo inverso ocorre nos momentos de recessão do hidrograma (de T4 a T6), onde observa-se a contração das áreas saturadas e da rede de drenagem que



contribuem diretamente para o escoamento superficial. Esta dinâmica de expansão e contração da umidade é denominada de área variável de afluência (TSUKAMOTO, 1963; HEWLETT e HIBBERT, 1963; 1967). Outros autores também encontraram características semelhantes (DUNNE, 1978; SANTOS, 2009, MARANGON, 2013; SIEFERT E SANTOS, 2015; HUNG *et al.* 2017).

A Figura 60 mostra a curva de permanência das áreas saturadas no tempo para toda a série considerada. Nota-se que a área mínima saturada (0,22%) permaneceu por 100% do tempo e representam a drenagem perene, enquanto 3,81% de área saturada permaneceu por 50% do tempo e a área saturada máxima que ocupou 64,30% da superfície da bacia permaneceu por apenas 0,05% do tempo no evento de maior magnitude.

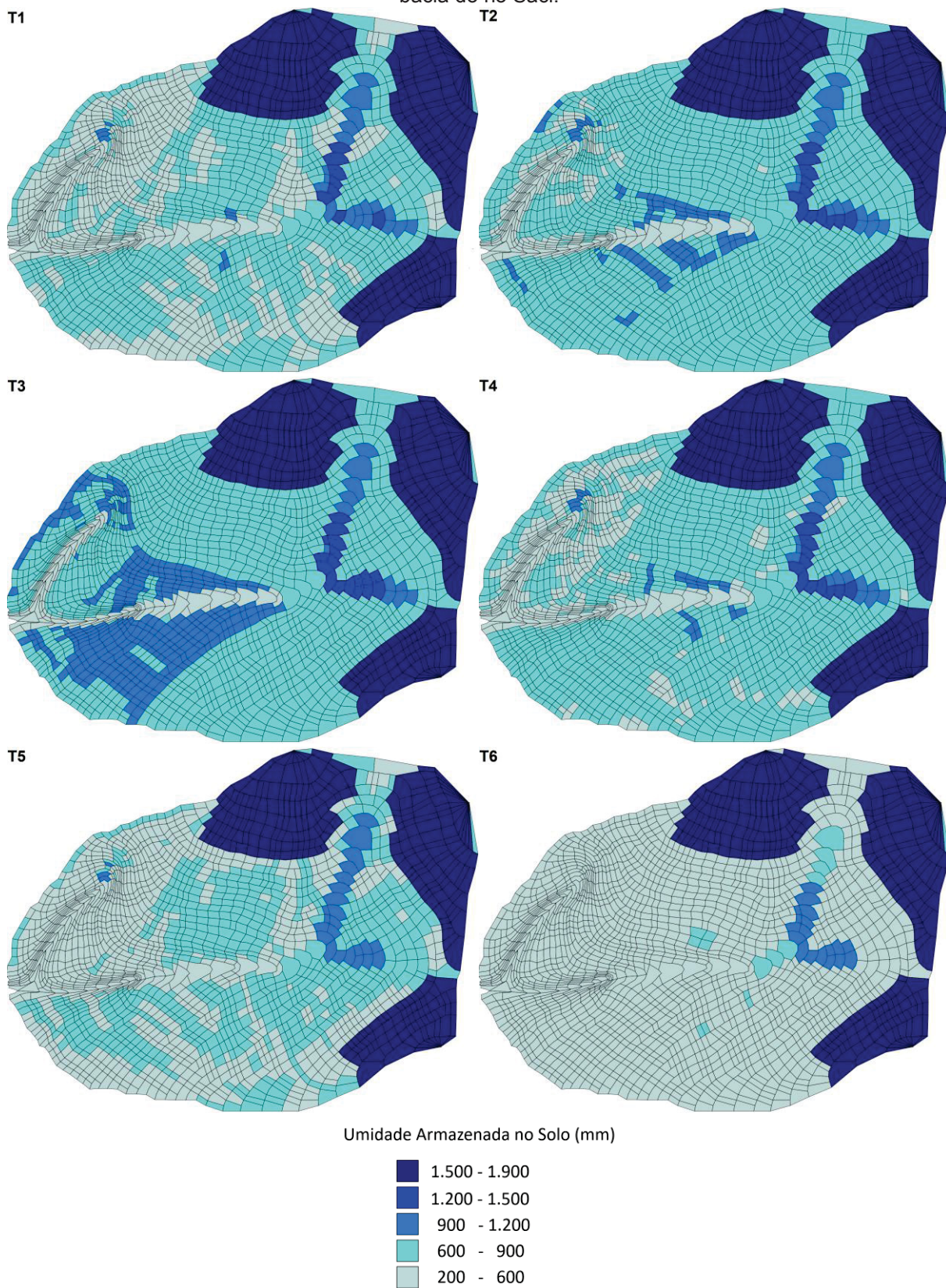
**Figura 60:** Curva de permanência das áreas saturadas.



Em relação à quantidade de água armazenada no solo, o TOPOG-IRM gera este resultado de forma distribuída em mm acumulados em cada dia. A Figura 61 expõem a distribuição espacial da umidade do solo para os mesmos momentos das Figuras 58 e 59. Verifica-se que a maior quantidade de umidade armazenada (1.200 a 1.900 mm) ocorre nos solos de maior espessura e em áreas de convergência de fluxos. Em contrapartida, as menores quantidades da umidade são verificadas nos solos de menor espessura e em áreas onde não há convergência de fluxo. De T1 a T3 consta-se o aumento da umidade ao redor dos canais perenes, em áreas com

convergência de fluxo e ao redor do talvegue da bacia. Por outro lado, de T4 a T6, ocorre a diminuição da umidade armazenada em todas as áreas.

**Figura 61:** Distribuição espacial do armazenamento de água no solo simulado pelo TOPOG-IRM na bacia do rio Saci.



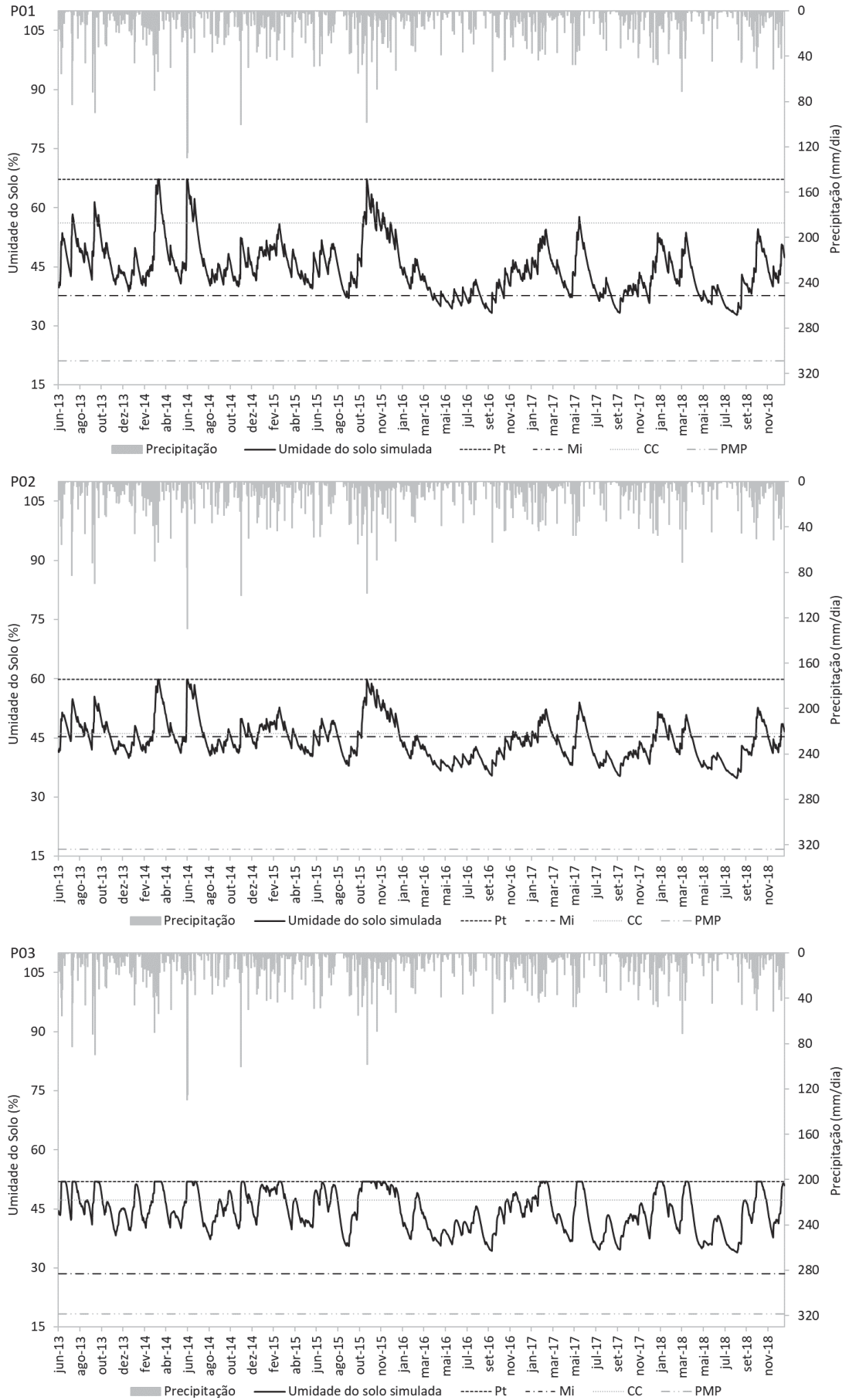
#### 6.4. DINÂMICA DA UMIDADE DO SOLO E CRESCIMENTO DO *Pinus taeda*

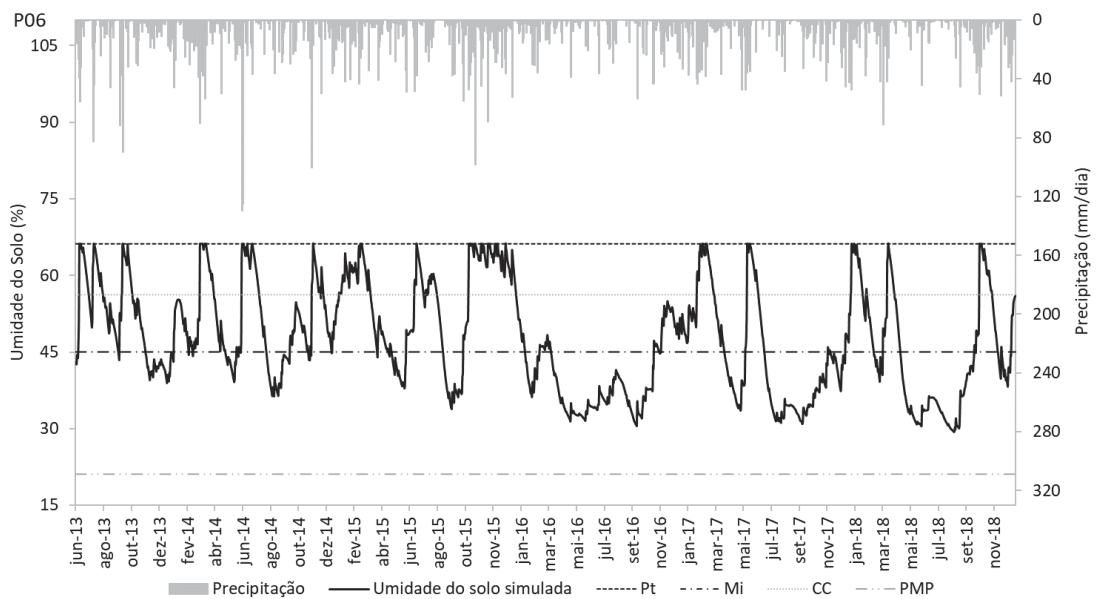
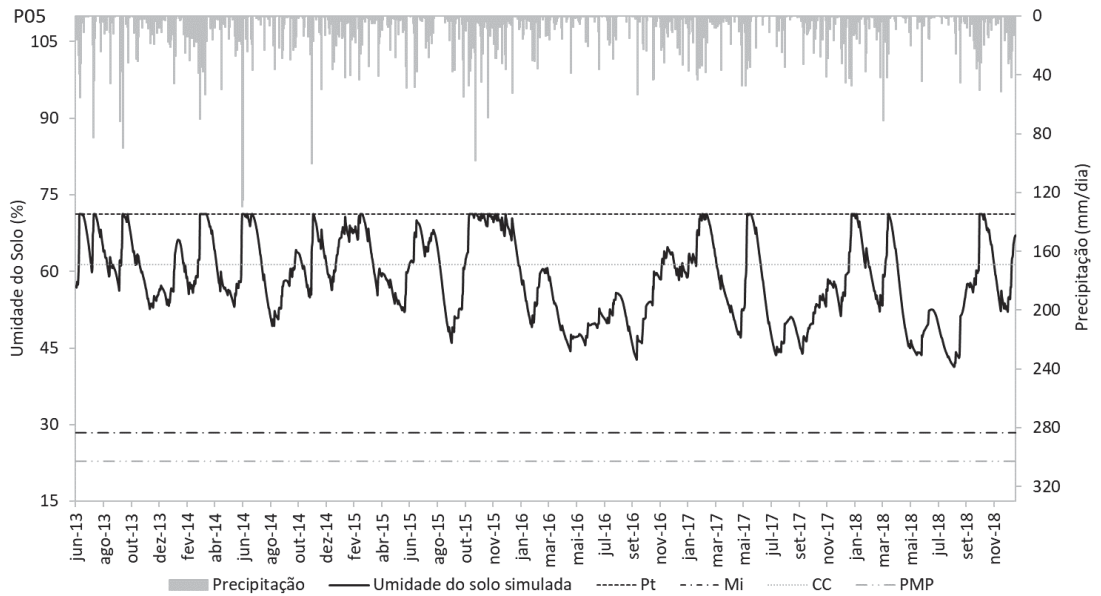
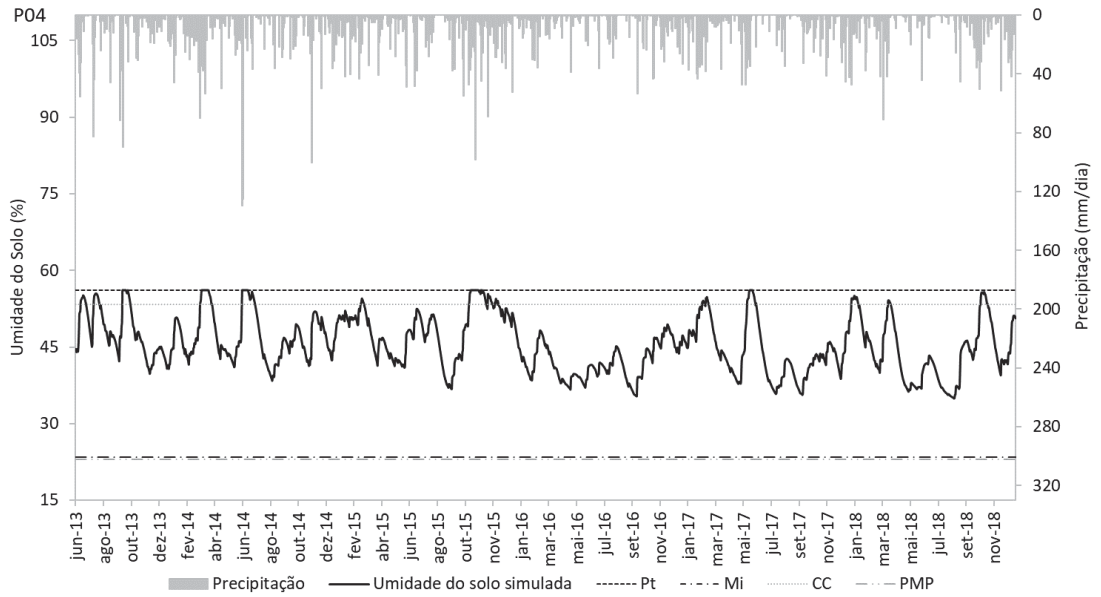
Para os 13 pontos do transecto, onde foram levantados os dados de crescimento da vegetação e os atributos físico-hídricos do solo, os valores de umidade volumétrica do solo simuladas com o TOPOG-IRM de 13/06/13 a 31/12/2018, foram extraídos de cada elemento. A Figura 62 demonstra a dinâmica da umidade volumétrica nos 13 pontos juntamente com os limites da  $P_t$ ,  $M_i$ ,  $M_a$  ( $P_t - M_i$ ), CC e PMP. Os pontos P01, P02, P06, P07, P08 e P09 apresentaram a dinâmica da umidade do solo variando dentro dos limites da  $M_i$  e  $M_a$ , enquanto que em P03, P04, P05, P10, P11, P12 e P13, a umidade volumétrica se manteve 100% do tempo dentro do limite da  $M_a$ . Isso está associado ao fato de que este último conjunto de pontos possui os menores valores de  $M_i$  dos 13 pontos.

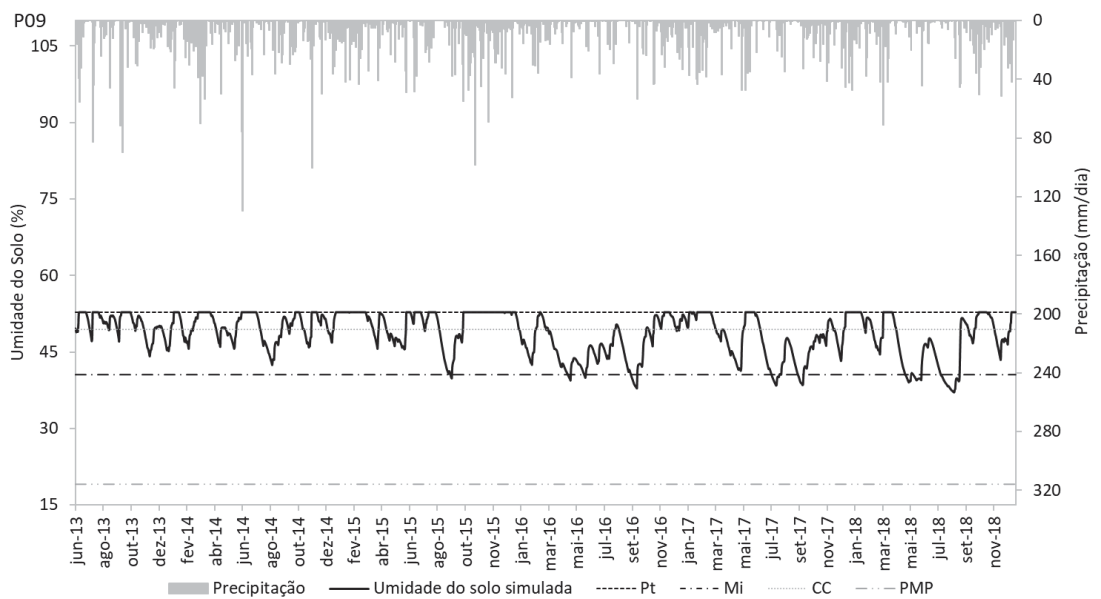
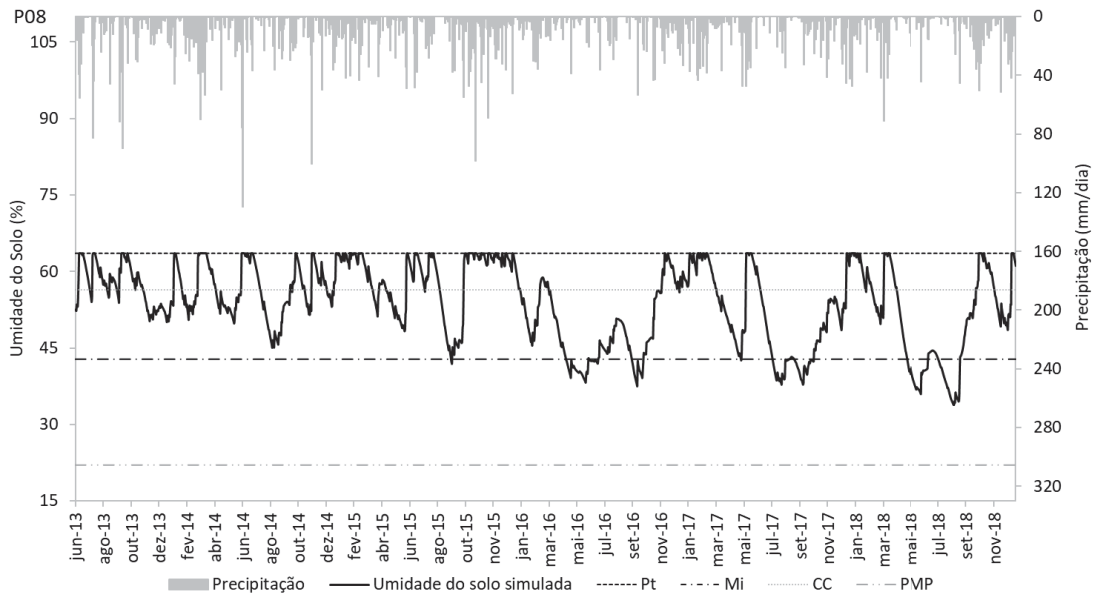
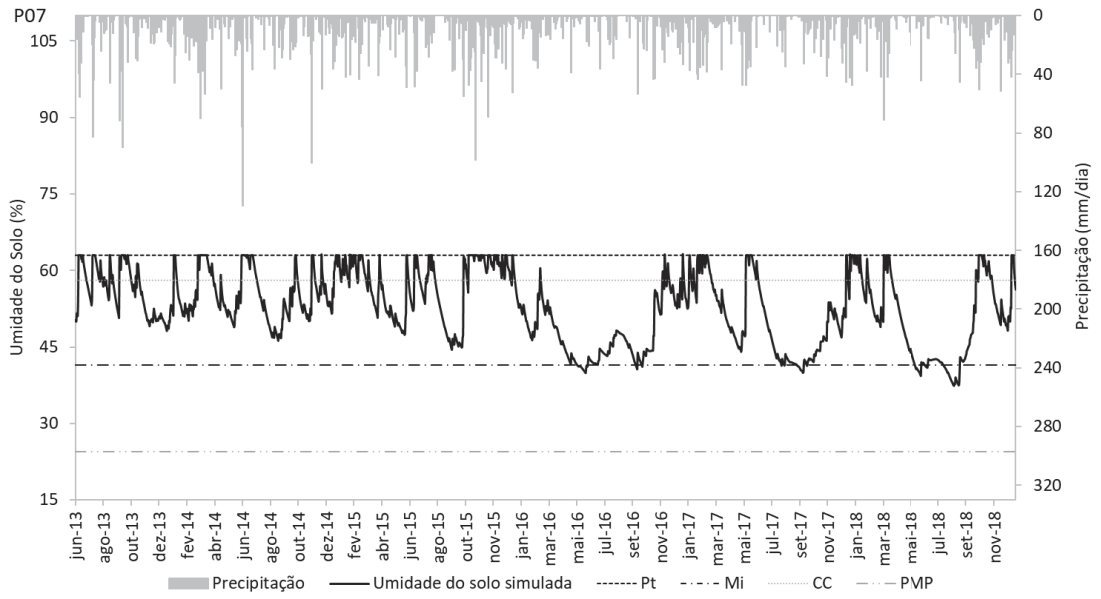
Em linhas gerais, a umidade volumétrica do solo em todos os pontos variou conforme a variabilidade da precipitação e sempre com valores mais próximos da CC, visto que a precipitação anual da área de estudo é bem distribuída e não apresenta meses de seca, isto é, em nenhum momento do período simulado a umidade do solo ficou próxima do PMP. A Figura 63 demonstra o intervalo da umidade volumétrica do solo em cada ponto, onde as caixas determinam o 1º e 3º quartil, a linha horizontal no interior da caixa representa a mediana, o “x” refere-se a média e os marcadores indicam os *outliers*.

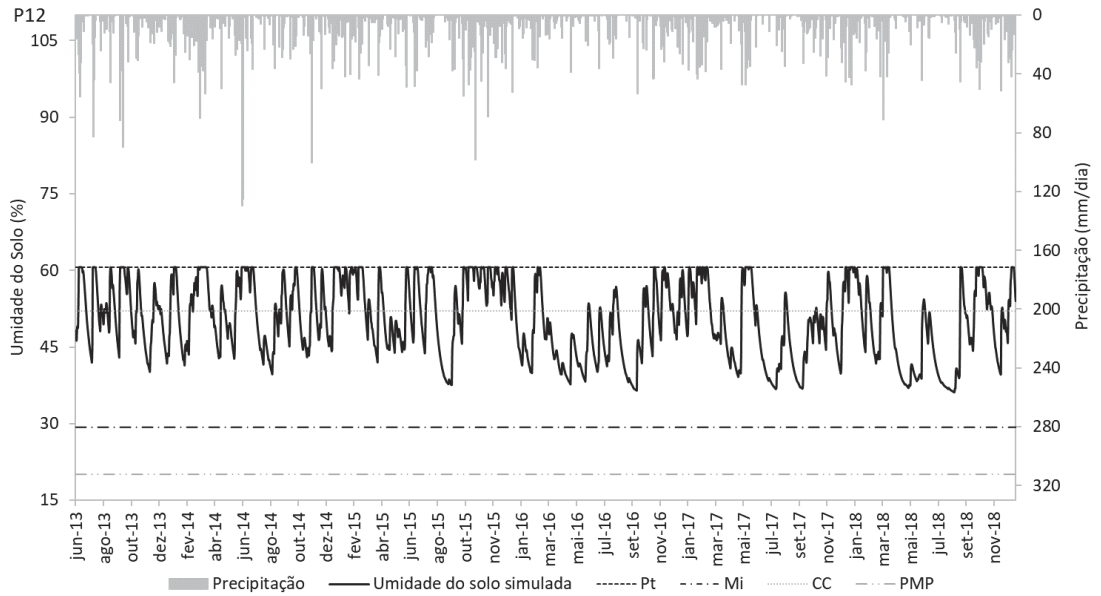
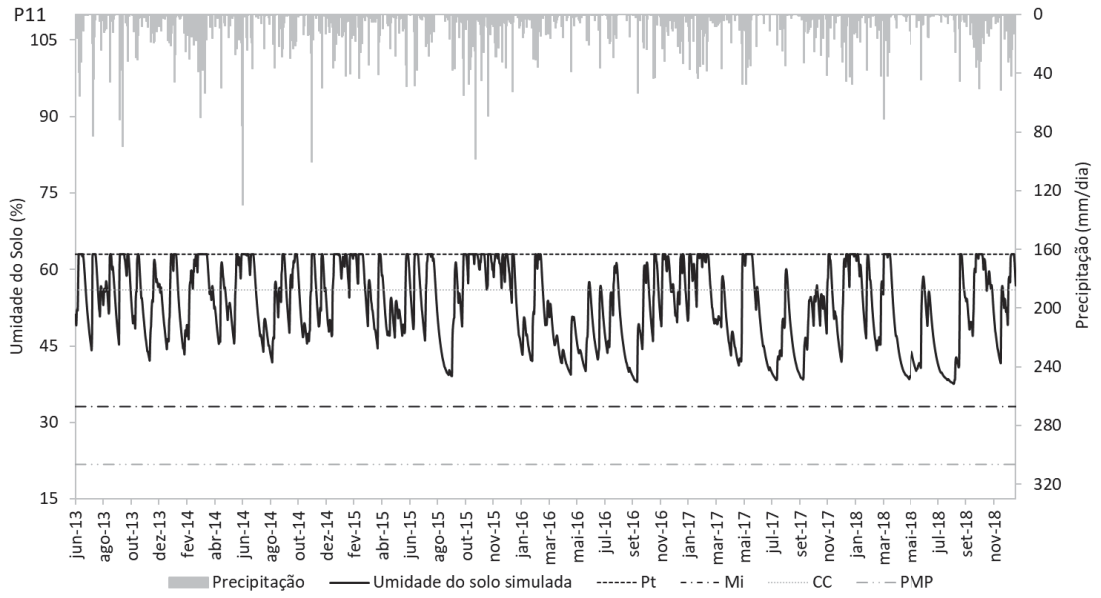
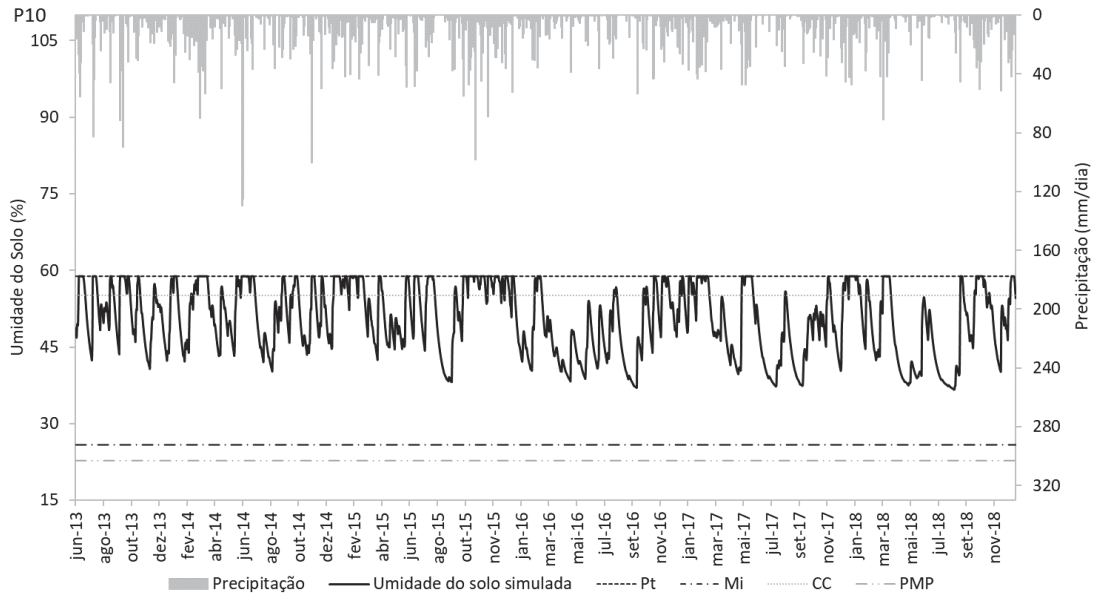
Entre o 1º e 3º quartil é indicado o intervalo no qual se encontram 50% dos valores de umidade volumétrica do solo de cada ponto. Observa-se que as maiores médias de umidade são encontradas em P05, P08 e P11 (58,56%, 53,65% e 53,24, respectivamente), ao passo que as menores ocorrem em P01, P02 e P03 (39,20%, 44,43% e 44,45%). Além disso, as maiores variações da umidade volumétrica são verificadas em P01, P05 e P06 (33,74% a 67,20%, 41,31% a 71,24% e 29,35% a 66,20%, respectivamente), ao mesmo tempo que as menores variações são encontradas em P03, P04 e P09 (33,90% a 51,92%, 34,93% a 56,13% e 37,09% a 52,80%).

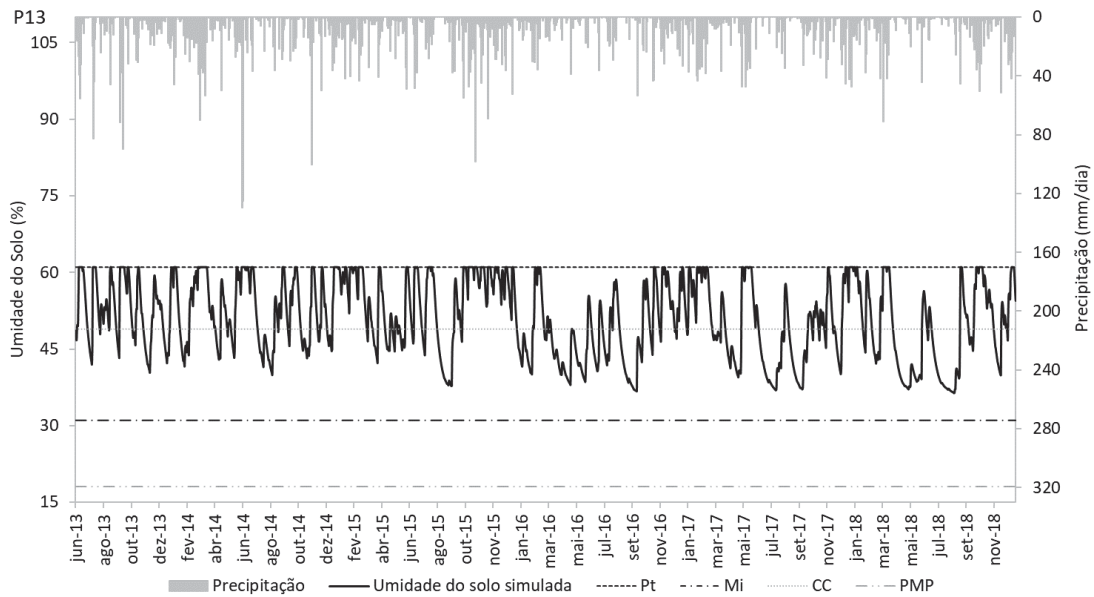
**Figura 62:** Dinâmica da umidade volumétrica do solo nos 13 pontos do transecto.



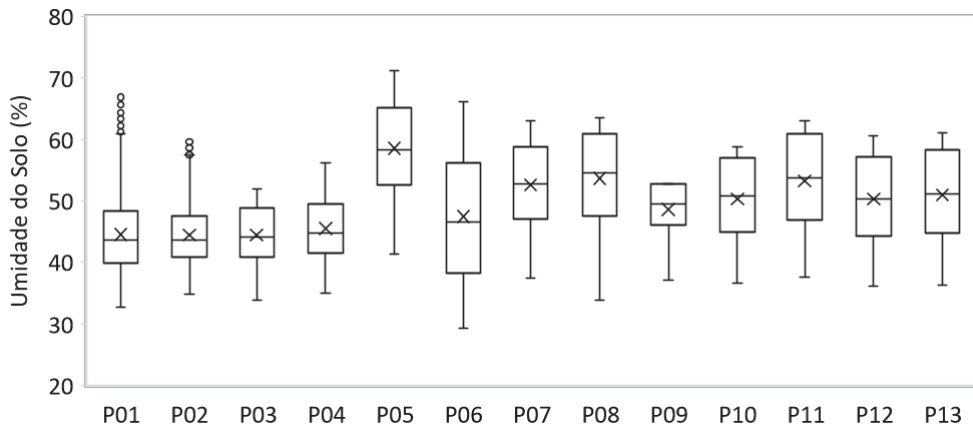








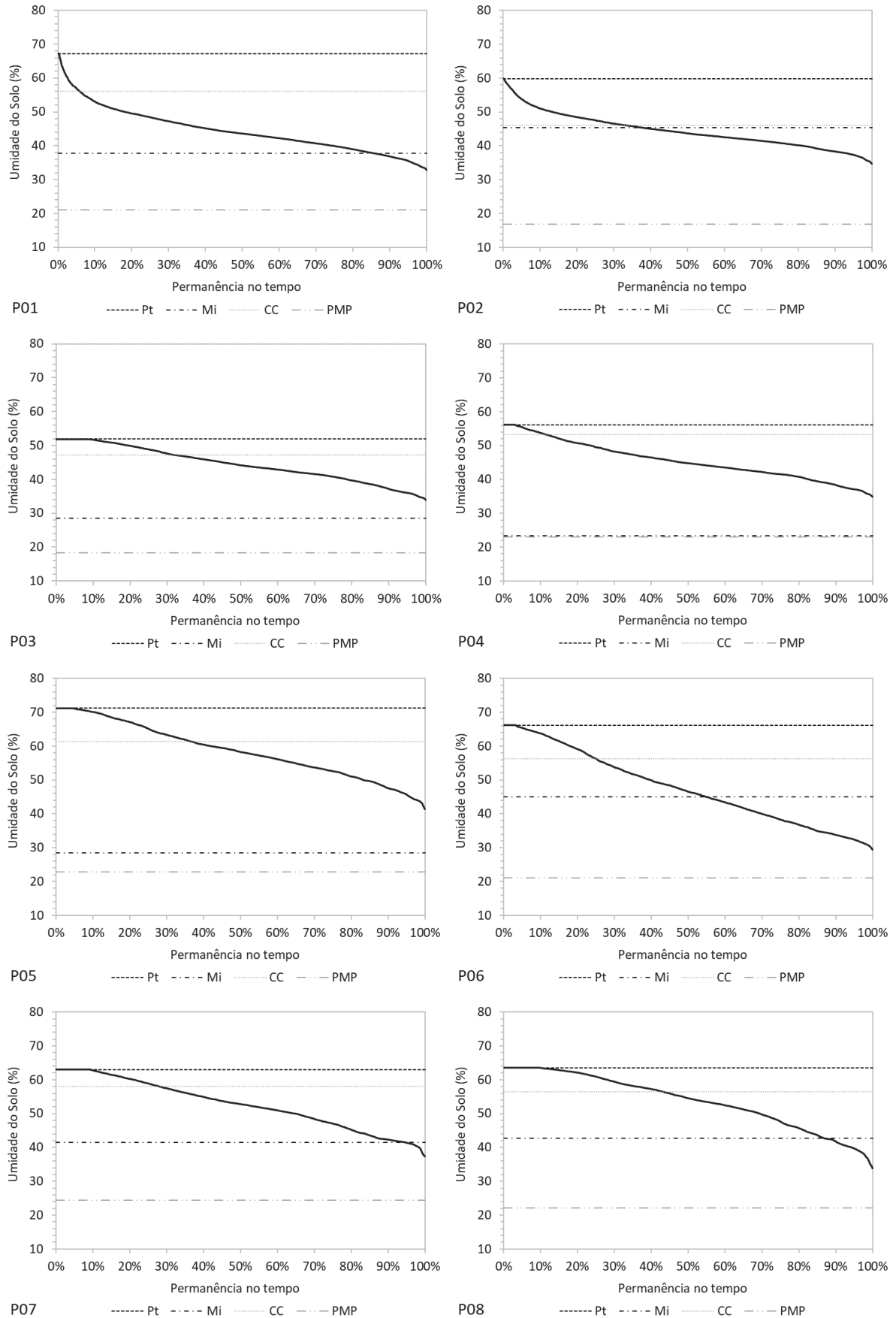
**Figura 63:** Intervalo da umidade volumétrica do solo entre 2013 e 2018 nos 13 pontos do transecto.

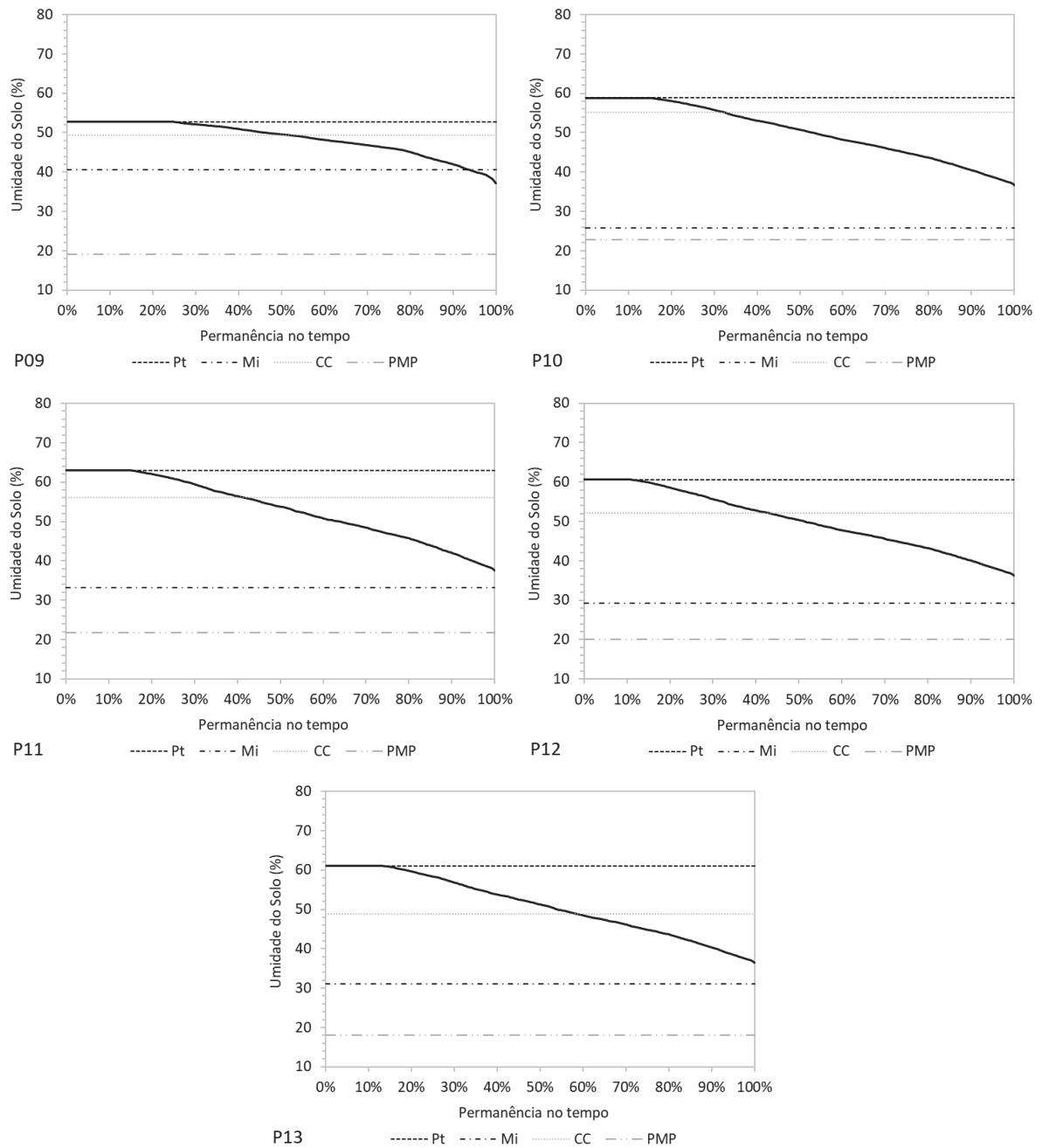


Conjuntamente com os resultados discutidos acima, a partir das curvas de permanência da umidade volumétrica (Figura 64), foi possível analisar a permanência no tempo da quantidade de água armazenada no solo durante o período simulado, juntamente com os limites da  $P_t$ ,  $M_i$ ,  $M_a$  ( $P_t - M_i$ ), CC e PMP. Deste modo, foi viável extrair informações como a média da  $P_a$ , permanência no tempo em que a  $P_a$  ficou abaixo de 10%, permanência no tempo em que os solos ficaram saturados e o tempo no qual a umidade do solo permaneceu dentro dos limites da  $M_a$  e  $M_i$  em cada ponto do transecto (Tabela 15).



**Figura 64:** Curvas de permanência da umidade volumétrica do solo nos 13 pontos do transecto.





A Tabela 15 apresenta o volume do tronco acumulado do *Pinus taeda* no ano de 2019 em ordem decrescente, juntamente com as informações da dinâmica da umidade do solo e  $P_a$ . Conjuntamente com a Figura 65, observa-se pequenas tendências em que uma menor quantidade de umidade gera um maior crescimento do *Pinus*, quando relacionado o volume do tronco acumulado com a média da umidade, umidade em 50% do tempo e a permanência no tempo no qual o solo ficou saturado (Figura 65-A, B e C). Estes resultados são condizentes, assim como verificado na relação com os atributos físico-hídricos do solo (item 6.2) e em Santos

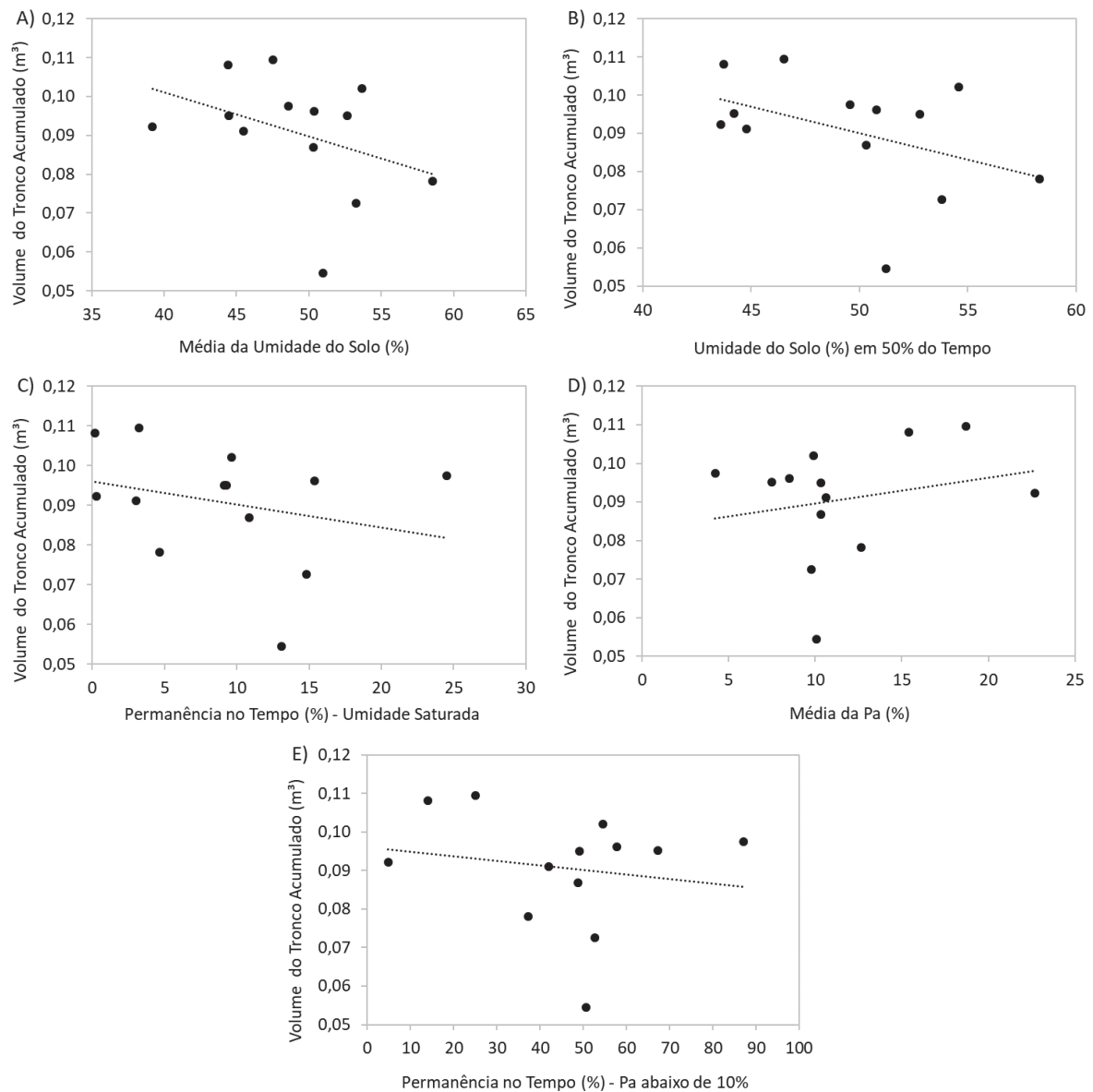
Filho e Rocha (1987), Bognola (2007) e Bognola *et al.* (2010), onde as correlações não são elevadas, portanto, não são lineares.

**Tabela 15:** Volume do tronco acumulado do *Pinus taeda* em ordem decrescente, média da umidade volumétrica do solo, umidade em 50% do tempo, média da  $P_a$ , permanência no tempo da  $P_a$  abaixo de 10%, da umidade saturada, umidade dentro da  $M_a$  e  $M_i$ .

Ponto	Volume do Tronco Acumulado (m <sup>3</sup> )	Média da Umidade do Solo (%)	Umidade do Solo (%) em 50% do Tempo	Média da $P_a$ (%)	Permanência no Tempo (%)			
					$P_a$ abaixo de 10%	Umidade Saturada	Umidade Dentro da $M_a$	Umidade Dentro da $M_i$
P06	0,110	47,51	46,52	18,69	25,1	3,25	54,68	45,32
P02	0,108	44,43	43,72	15,4	14,00	0,20	38,31	61,69
P08	0,102	53,65	54,56	9,91	54,44	9,62	86,64	13,36
P09	0,098	48,59	49,56	4,22	86,98	24,51	93,84	6,16
P10	0,096	50,36	50,79	8,51	57,69	15,38	100	0
P03	0,095	44,45	44,2	7,47	67,21	9,12	100	0
P07	0,095	52,65	52,79	10,34	49,11	9,27	94,87	5,13
P01	0,092	39,2	43,59	22,69	4,88	0,30	86,05	13,95
P04	0,091	45,49	44,8	10,64	42,01	3,01	100	0
P12	0,087	50,3	50,32	10,32	48,77	10,85	100	0
P05	0,078	58,56	58,29	12,67	37,23	4,64	100	0
P11	0,073	53,24	53,79	9,76	52,71	14,79	100	0
P13	0,055	50,97	51,21	10,06	50,59	13,07	100	0

Por outro lado, correlacionando o volume do tronco acumulado com a média da  $P_a$ , nota-se uma pequena tendência positiva (Figura 65-D). Além disso, foi analisado o tempo em que a  $P_a$  permanece abaixo de 10% durante o período simulado, onde também ocorreu uma pequena tendência negativa, indicando que quanto menos tempo a  $P_a$  permaneceu dentro do limite de 10%, maior foi o crescimento da vegetação (Figura 65-E). Estas correlações se deram pelo fato de que quanto maior a quantidade de umidade preenchendo o sistema poroso do solo, menor foi a quantidade de ar presente no sistema poroso. Desta maneira, ressalta-se que a  $P_a$  permite a troca de oxigênio com o dióxido de carbono gerado pela vegetação no processo de respiração, no qual é usado para gerar energia para a planta. Ademais, a  $P_a$  abaixo de 10% é considerada como prejudicial ao crescimento adequado da vegetação (DREWRY *et al.* 2008).

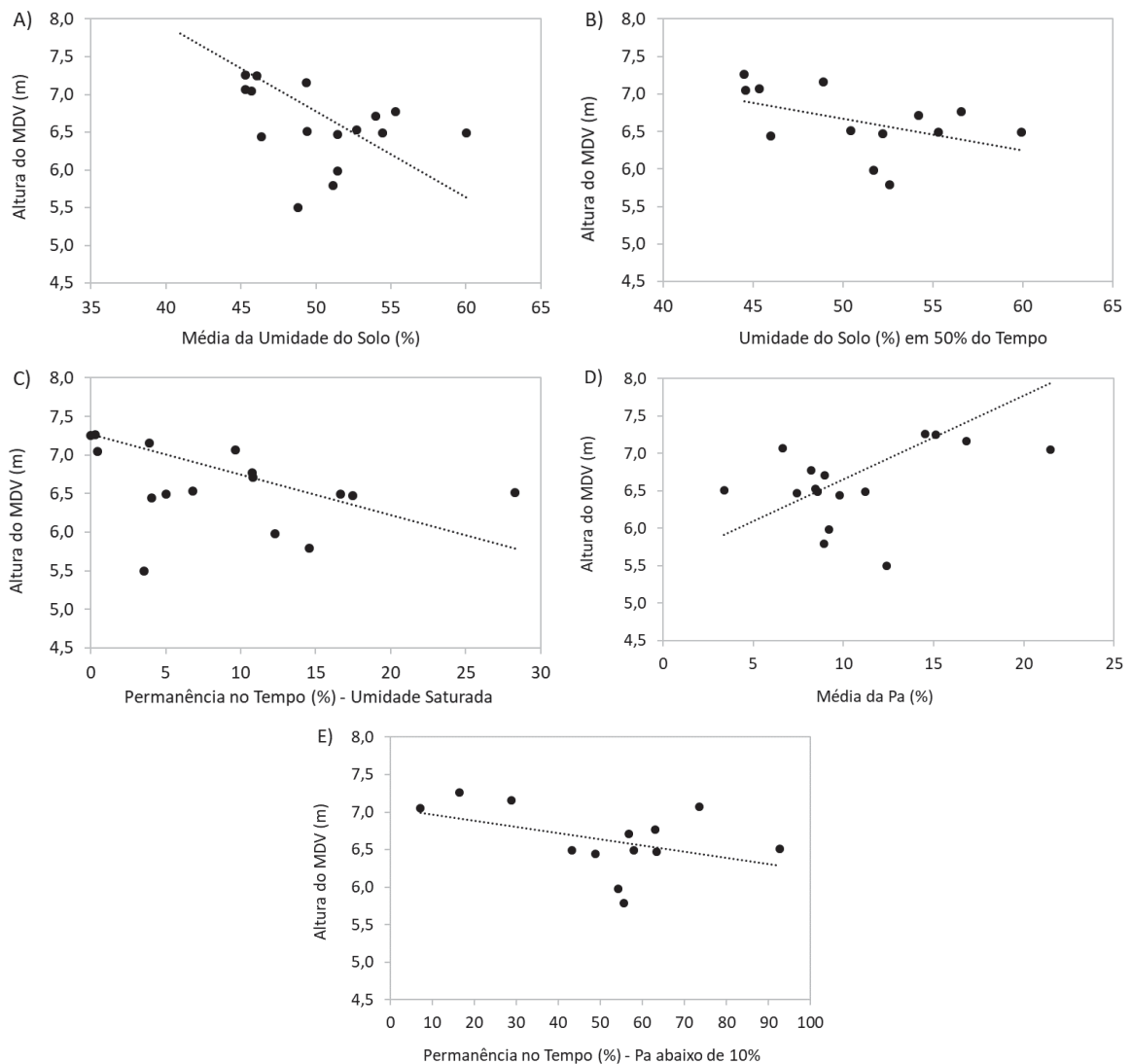
**Figura 65:** Relação entre o volume acumulado do *Pinus taeda* e a média da umidade volumétrica do solo (A), umidade do solo em 50% do tempo (B), permanência no tempo da umidade saturada (C), média da  $P_a$  (D) e permanência no tempo da  $P_a$  abaixo de 10% (E).



A mesma análise foi realizada com a altura do *Pinus taeda* no MDV e as informações da dinâmica da umidade do solo e  $P_a$ , entretanto, considerando até fevereiro de 2017 (data do levantamento do MDV). Nesta análise além dos 13 pontos do transecto, foram selecionados mais cinco pontos distribuídos pela bacia hidrográfica que representam as classes de alturas do MDV (Figura 45). O P14 representa as classes de 4,14 m a 6 m, P15 de 6 m a 7 m, P16 de 7 m a 8 m, P17 de 8 m a 9 m e P18 de 9 m a 10,70 m. Deste modo, foram extraídas as médias das alturas das árvores dentro de cada elemento no qual localizam-se os 18 pontos.

A Figura 66 também demonstra pequenas tendências não lineares em que a menor quantidade de umidade gerou maior crescimento do *Pinus*, quando relacionada a altura total com a média da umidade, umidade em 50% do tempo e a permanência no tempo no qual o solo ficou saturado (Figura 66-A, B e C). A média da  $P_a$  apresentou uma pequena tendência positiva (Figura 66-D). Já o tempo em que a  $P_a$  permanece abaixo de 10% durante o período simulado, demonstrou uma pequena tendência negativa (Figura 66-E).

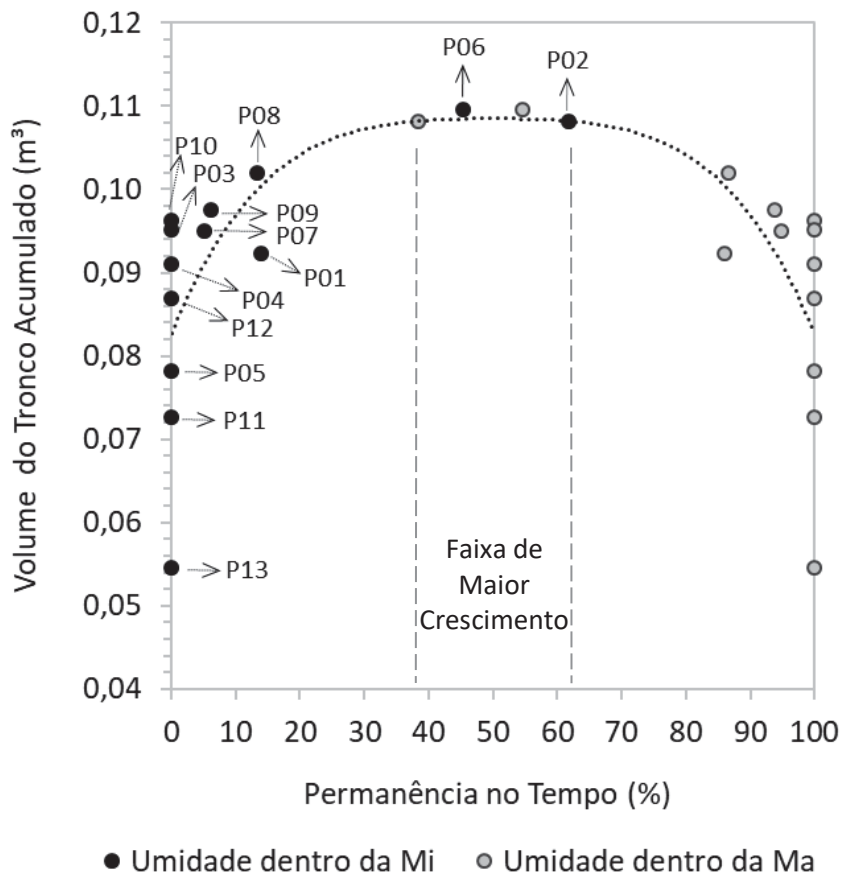
**Figura 66:** Relação entre a altura do *Pinus taeda* no MDV e a média da umidade volumétrica do solo (A), umidade do solo em 50% do tempo (B), permanência no tempo da umidade saturada (C), média da  $P_a$  (D) e permanência no tempo da  $P_a$  abaixo de 10% (E).



Neste contexto, buscou-se relacionar o volume do tronco acumulado do *Pinus taeda*, com o tempo em que a umidade volumétrica do solo permaneceu dentro dos limites da  $M_i$  e  $M_a$  durante todo o período simulado (Tabela 15 e Figura 67). Os pontos

pretos da Figura 67 representam o tempo em que a umidade volumétrica do solo permaneceu dentro do limite da  $M_i$ , e os pontos cinza representam o tempo onde a umidade volumétrica do solo permaneceu dentro do limite da  $M_a$ . Observa-se que ambos são reflexos um do outro, em virtude de que a permanência no tempo da umidade na  $M_i$  mostrou tendência positiva e a permanência na  $M_a$  apresentou tendência negativa.

**Figura 67:** Relação entre o volume do tronco acumulado do *Pinus taeda* e a permanência no tempo da umidade volumétrica do solo dentro da  $M_a$  e  $M_i$  nos 13 pontos do transecto.



Nota-se que quanto maior o tempo em que a água armazenada no solo permaneceu dentro do limite da  $M_a$ , menor foi o crescimento do *Pinus taeda*. A maior quantidade de umidade e o maior tempo na  $M_a$ , proporcionaram baixas quantidades de  $P_a$  e solos com mais tempo próximos à saturação. Conseqüentemente, as plantas dispuseram de menores quantidades de oxigênio para realizar o processo de respiração. Por outro lado, analisando o tempo de permanência da água armazenada no solo dentro do limite da  $M_i$ , observou-se que o seu aumento gerou maiores crescimentos do *Pinus*, uma vez que a água armazenada na  $M_i$  é retirada com maior

tensão por mais tempo e fica disponível para a vegetação. Neste caso, a  $M_a$  foi preenchida por ar, que permitiu a troca de oxigênio com o dióxido de carbono gerado pela vegetação no processo de respiração, no qual é utilizado para gerar energia para a planta.

Analisando em conjunto a  $M_i$  e  $M_a$ , verifica-se que o maior crescimento do *Pinus taeda*, ocorreu em uma faixa ideal (faixa de maior crescimento) de permanência no tempo da umidade volumétrica do solo variando entre a  $M_i$  e  $M_a$  (variações que acompanharam a dinâmica pluviométrica – Tabela 15 e Figuras 62, 64 e 67).

Os pontos P06 e P02 são pontos com os maiores volumes do tronco acumulados (0,110 m<sup>3</sup> e 0,108 m<sup>3</sup>, respectivamente) e apresentam permanências no tempo de 45,32% e 61,69%, com a umidade volumétrica dentro do limite da  $M_i$ , e 54,68% e 38,31% do tempo dentro do limite da  $M_a$ , respectivamente. Estes dois pontos são os que possuem os maiores equilíbrios entre a permanência da umidade na  $M_i$  e  $M_a$ .

Na sequência em ordem decrescente do volume do tronco acumulado, o P08, P09, P07, e P01 (0,102 m<sup>3</sup>; 0,098 m<sup>3</sup>; 0,095 m<sup>3</sup> e 0,092 m<sup>3</sup>), possuem desequilibradas permanências da umidade no tempo com 86,64%, 93,84%, 94,87% e 86,05% dentro do limite da  $M_a$  e de 13,36%, 6,16%, 5,13% e 13,95% dentro da  $M_i$ , respectivamente. Os demais pontos P10, P03, P04, P12, P05, P11 e P13 (0,096 m<sup>3</sup>; 0,095 m<sup>3</sup>; 0,091 m<sup>3</sup>; 0,087 m<sup>3</sup>; 0,078 m<sup>3</sup>; 0,073 m<sup>3</sup> e 0,055 m<sup>3</sup>), também em ordem decrescente, apresentaram 100% do tempo com a umidade dentro do limite da  $M_a$  (Tabela 15 e Figuras 62, 64 e 67).

Esses resultados complementam os resultados anteriores do presente trabalho que foram apresentados no item 6.2 (atributos físico-hídricos do solo e crescimento do *Pinus taeda*), mais especificamente nas discussões das Tabelas 9, 10 e 11 e das Figuras 50 e 52-A. No item 6.2, constatou-se que a  $M_a$  demonstrou influência negativa no crescimento do *Pinus* ( $r = -0,58$ ). Em contrapartida, a  $M_i$  que promove o armazenamento e disponibilidade da água por mais tempo para a vegetação, apresentou correlação positiva ( $r = 0,53$ ).

Além disso, a relação entre o crescimento do *Pinus taeda* e a permanência no tempo da umidade volumétrica nos limites da  $M_i$  e  $M_a$  do presente estudo, são condizentes com os trabalhos que encontraram correlações positivas (DEDECEK *et al.* 2008) e negativas (SANTOS FILHO e ROCHA, 1987; BOGNOLA, 2007 e

BOGNOLA *et al.* 2010), quando comparado o crescimento do *Pinus taeda* com a umidade do solo, entretanto, sem considerar a dinâmica e a permanência no tempo da umidade nos limites da  $M_i$  e  $M_a$ .

Para a bacia do rio Saci, onde a variabilidade da precipitação é bem distribuída durante todo o ano e não apresenta meses de seca, o balanço hídrico é sempre positivo. Deste modo, o excesso de umidade do solo influenciou negativamente no crescimento do *Pinus taeda*, assim como evidenciado por Santos Filho e Rocha (1987), Bognola (2007) e Bognola *et al.* (2010).

Neste contexto, a partir da análise da permanência no tempo da umidade do solo variando nos limites da  $M_i$  e  $M_a$ , com o volume do tronco acumulado de forma distribuída, foi possível constatar que quanto mais próximo do equilíbrio entre as duas porosidades ( $M_i$  entre 45,32% e 61,69% e  $M_a$  entre 38,31% e 54,68%), maior foi o equilíbrio entre a quantidade de água e ar armazenadas no solo, resultando na ocorrência da faixa ideal de crescimento do *Pinus taeda* (faixa de maior crescimento – Tabela 15 e Figura 67).

Tanto a umidade do solo, como a  $P_a$ , são essenciais para o crescimento adequado da vegetação, pois é a partir da água que a planta realiza o transporte de nutrientes e o processo de transpiração. Já o ar constitui-se como um importante fator para a respiração das plantas, que consomem o oxigênio para produzir energia. Essa energia é utilizada para absorver os nutrientes do solo e promover o bom crescimento da vegetação. Portanto, é necessário que ocorra um equilíbrio entre a quantidade de água e ar armazenadas no solo, pois o excesso de umidade do solo acarreta na carência de oxigênio e causa consequências negativas no crescimento do *Pinus taeda*. Deste modo, na bacia do rio Saci, a umidade do solo foi benéfica para o crescimento do *Pinus taeda* até o ponto em que o seu excesso começou a causar desequilíbrio e problemas no crescimento da vegetação.



## 7. CONCLUSÕES

Com os resultados obtidos por meio dos levantamentos em campo e do MDV, conclui-se que mesmo em condições iguais de espaçamento e adubação, o *Pinus taeda* possui crescimento altamente heterogêneo ao longo da bacia hidrográfica, que está associado a fatores ambientais heterogêneos como os atributos físico-hídricos do solo e a dinâmica espaço-temporal da umidade do solo.

O volume acumulado do tronco do *Pinus taeda* no ano de 2019 variou de 0,055 m<sup>3</sup> a 0,110 m<sup>3</sup>, com média de 0,091 m<sup>3</sup>, DP de 0,007 a 0,045 e CV de 9,20% a 44,19%. Os pontos P06 e P02 apresentaram os maiores volumes do tronco com 0,110 m<sup>3</sup> e 0,108 m<sup>3</sup>, respectivamente. Analisando os valores médios de volume com os encontrados na literatura, observou-se coerência e tendência entre a idade do *Pinus taeda* e o crescimento do seu volume.

Utilizando o MDV da bacia do rio Saci, obteve-se a heterogeneidade espacial da altura do *Pinus taeda* para fevereiro de 2017. Observou-se que os *Pinus* de menor altura (4,14 m a 6 m) representaram 19,61% do povoamento e localizaram-se mais concentradas no centro da bacia hidrográfica e em áreas onde o *Pinus* não conseguiu se desenvolver, principalmente na área leste da bacia. As alturas entre 6 m a 8 m apresentaram uma distribuição espacial altamente heterogênea com 72,02% do povoamento, variando por todos os locais da bacia, enquanto que os valores de 8 m a 10,17 m (8,37%) se concentraram em grande maioria nas bordas da bacia, próximos às estradas não pavimentadas norte e sul. A altura média para este levantamento foi de 6,74 m, ao mesmo tempo que o DP foi de 0,85 e o CV foi de 12,62%.

Ao analisar a **relação entre os atributos físico-hídricos de solo e o crescimento do *Pinus taeda***, conclui-se que a maioria dos atributos e as medições momentâneas de umidade volumétrica do solo com sonda de TDR, não apresentaram altas correlações com o volume do *Pinus taeda*, indicando somente que maiores quantidades de água armazenadas no solo afetam o crescimento do *Pinus*, sendo que a análise com o MDV reforçou estes resultados. Deste modo, salienta-se que medições pontuais de umidade do solo não representam a sua influência no crescimento da vegetação, visto que a umidade do solo possui dinâmica espacial e temporal, ou seja, foi necessário analisar a sua variação e o seu tempo de permanência no perfil do solo, em virtude das características climáticas da área de estudo.

Apesar dos baixos valores de correlação da maioria dos atributos físico-hídricos com o crescimento do *Pinus*, estas não devem ser descartadas neste tipo de análise, uma vez que conforme discutido nos resultados e no referencial teórico, outros trabalhos em diferentes áreas constataram que esses atributos influenciam de variadas maneiras no crescimento do *Pinus* e, portanto, devem ser analisadas em conjunto.

Na bacia do rio Saci, a **areia grossa** influenciou diretamente no crescimento do *Pinus taeda* ( $r = -0,75$ ), onde observou-se que o seu aumento acarretou em menores volumes do *Pinus*. Este resultado foi realçado pela  $M_a$ , que também demonstrou influência negativa com o crescimento da vegetação ( $r = -0,58$ ), sendo que o aumento da areia grossa gera o aumento da  $M_a$ . Por outro lado, a  $M_i$  que promove o armazenamento e disponibilidade da água por mais tempo para a vegetação, conseqüentemente, apresentou correlação positiva ( $r = 0,53$ ).

A **dinâmica espaço-temporal da umidade do solo** foi simulada de 2013 a 2018 (desde que o povoamento de *Pinus taeda* foi plantado) utilizando o TOPOG-IRM. A distribuição espacial das áreas saturadas simuladas com o modelo variou de 0,22% a 64,30% da área total, com média de 5,48%. A calibração do modelo resultou em COE de 0,74 e  $R^2 = 0,79$ , quando analisada a vazão simulada e observada no exutório da bacia hidrográfica, indicando alta eficiência no ajuste do modelo.

Além disso, foi realizada a comparação da dinâmica da umidade volumétrica do solo simulada, com dados observados em campo oriundos de sonda de TDR, resultando em  $R^2 = 0,63$ . Deste modo, conclui-se que o TOPOG-IRM simulou adequadamente a dinâmica hidrológica interna da bacia de forma distribuída, sendo que nos 13 pontos do transecto, a variação sazonal da umidade simulada acompanhou a variação da umidade observada na maior parte do tempo.

Neste sentido, **correlacionando o volume do tronco acumulado do *Pinus taeda*, com o tempo em que a umidade do solo permaneceu dentro dos limites da  $M_i$  e  $M_a$** , conclui-se que o maior crescimento do *Pinus taeda* está associado a **faixa ideal (faixa de maior crescimento) de permanência no tempo da umidade do solo** variando entre os limites da  $M_i$  e  $M_a$ . A faixa ideal foi composta pelos pontos P06 e P02 do transecto, que foram os pontos com os maiores volumes do tronco acumulados (0,110 m<sup>3</sup> e 0,108 m<sup>3</sup>, respectivamente) e apresentaram permanências no tempo de 45,32% e 61,69% com a umidade dentro do limite da  $M_i$ , e 54,68% e 38,31% do tempo

dentro do limite da  $M_a$ , respectivamente. Na bacia do rio Saci, em que a variabilidade da precipitação é bem distribuída durante todo o ano e não apresenta meses de seca, o balanço hídrico é sempre positivo, isto é, em nenhum momento do período simulado a umidade do solo ficou próxima do PMP.

Desta maneira, o **excesso de umidade do solo influenciou negativamente no crescimento do *Pinus taeda***, de modo que os pontos P08, P09, P07, e P01 (0,102 m<sup>3</sup>; 0,098 m<sup>3</sup>; 0,095 m<sup>3</sup> e 0,092 m<sup>3</sup>), em ordem decrescente do volume do tronco acumulado, apresentaram desequilibradas permanências no tempo da umidade dentro dos limites da  $M_a$  (86,64%, 93,84%, 94,87% e 86,05%) e  $M_i$  (13,36%, 6,16%, 5,13% e 13,95%). Os demais pontos P10, P03, P04, P12, P05, P11 e P13 (0,096 m<sup>3</sup>; 0,095 m<sup>3</sup>; 0,091 m<sup>3</sup>; 0,087 m<sup>3</sup>; 0,078 m<sup>3</sup>; 0,073 m<sup>3</sup> e 0,055 m<sup>3</sup>), apresentaram 100% do tempo com a umidade dentro do limite da  $M_a$ . Assim, esses 11 pontos do transecto que ficaram fora da faixa ideal de crescimento do *Pinus*, apresentaram a umidade por mais tempo próxima da saturação do solo e da CC.

A partir disso, constatou-se que quanto mais próximo do equilíbrio a umidade do solo permaneceu entre as duas porosidades, maior foi o equilíbrio entre a quantidade de água e ar armazenadas no solo, e portanto, conclui-se que a umidade do solo foi benéfica para o crescimento do *Pinus taeda*, até o momento em que o seu excesso começou a causar desequilíbrio e problemas no crescimento da vegetação.

Neste contexto, recomenda-se que os futuros estudos sobre o crescimento da vegetação, considerem a dinâmica espaço-temporal da umidade do solo e  $P_a$ , bem como analisem a faixa ideal (faixa de maior crescimento) de permanência no tempo da umidade com diferentes atributos físico-hídricos do solo, como a  $M_i$  e  $M_a$ , principalmente em regiões que não possuem déficit hídrico, visto que maiores quantidades de umidade também afetam negativamente no crescimento da vegetação.

Como ainda não é possível medir e monitorar todos os componentes do ciclo hidrológico, recomenda-se a utilização de modelos hidrogeomorfológicos totalmente distribuídos, como o TOPOG-IRM que simulou adequadamente a dinâmica hidrológica interna da bacia do rio Saci. No que concerne à análise da qualidade das simulações dos modelos distribuídos, ressalta-se a importância de se avaliar a modelagem de forma distribuída utilizando técnicas como a sonda de TDR, de modo contínuo em diferentes pontos da bacia hidrográfica.

## REFERÊNCIAS

- ALI, G.; L'HEUREUX, C.; ROY, A. G.; TURMEL, M.; COURCHESNE, F. Linking spatial patterns of perched groundwater storage and stormflow generation processes in a headwater forested catchment. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 25, p. 3843–3857, 2011.
- AMBROISE, B. Variable 'active' versus 'contributing' areas or periods: a necessary distinction. **Hydrological Processes**, v.18, p. 1149-1155, 2004.
- ANDRADE, F. H. **Ecologia Florestal**. Santa Maria: Imprensa Universitária da UFSM, 1978, 230p.
- ÁVILA, L. F.; MELLO, C. R.; SILVA, A. M. Continuidade e distribuição espacial da umidade do solo em bacia hidrográfica da Serra da Mantiqueira. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 12, p. 1257-1266, 2010.
- ÁVILA, L. F.; MELLO, C. R.; MELLO, J. M.; SILVA, A. M. Padrão espaço-temporal da umidade volumétrica do solo em uma bacia hidrográfica com predominância de Latossolos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n. 5, p. 1801-1810, 2011.
- BALBINOT, R.; VALÉRIO, A. F.; SANQUETTA, C. R.; CALDEIRA, M. V. W.; SILVESTRE, R. Estoque de carbono em plantações de *Pinus spp* em diferentes idades no sul do Estado do Paraná. **Floresta**, v. 38, n. 2, 2008.
- BALL, T. J.; WOODROW, I. E.; BERRY, J. A. A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. **Progress in Photosynthesis Research**, p. 221-224, Martinus Nijhoff, Zoetermeer, Netherlands, 1987.
- BARBER, S. A. **Soil nutrient bioavailability: a mechanistic approach**. New York, John e Wiley, 1984. 398p.
- BATISTA, J. L. F.; COUTO, H. T. Z.; FILHO, D. F. S. **Quantificação de recursos florestais: árvores, arvoredos e florestas**. 1. Ed. São Paulo: Oficina de Textos, 384p, 2014.
- BECKER, A. Runoff processes in mountain headwater catchments: recent understanding and research challenges. In: HUBER, et al (Ed.). **Global change and mountain regions**. Netherlands, p. 283-295, 2005.
- BERGAMASCHI, H.; DALMAGO, G.A.; COMIRAN, F.; BERGONCI, J.I.; MÜLLER, A.G.; FRANÇA, S.; SANTOS, A.O.; RADIN, B.; C.A.M.; PEREIRA, P.G. Deficit hídrico e produtividade na cultura do milho. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.41, n.2, p.243-249, 2006.
- BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological Sciences Bulletin**, 24, p. 43-69, 1979.

BEVEN, K. **Rainfall-runoff modelling: the primer**. Wiley, 2001.

BEVEN, K. Searching for the Holy Grail of scientific hydrology:  $Q = H(S_e, R_e, \Delta t)$  A as closure. **Hydrology e Earth System Sciences**, v. 10, n. 5, p. 609–618, 2006.

BOGNOLA, I. R. **Unidades de manejo para *Pinus taeda* L. no Planalto Norte Catarinense, com base em características do meio físico**. 160 f. Tese (Doutorado em Ciências Florestais) – Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2007.

BOGNOLA, I. A.; DEDECEK, R. A.; LAVORANTI, O. J.; HIGA, A. R. Influência de propriedades físico-hídricas do solo no crescimento de *Pinus taeda*. **Pesquisa Florestal Brasileira**, Colombo, v.30, n. 61, p. 37-49, 2010.

BRADY, N.C.; WEIL, R.R. **Elementos da natureza e propriedades dos solos**. 3.ed. Porto Alegre: Bookman, 704p, 2013.

BROADBRIDGE, P.; WHITE, I. Constant rate infiltration: A versatile nonlinear model, 1, Analytic solution. **Water Resources Res.**, v. 24, p. 145- 154, 1988.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications**. Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 1982.

CARVALHO, L. A. **Condutividade hidráulica do solo no campo: as simplificações do método do perfil instantâneo**. 98 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2002.

CAUDURO, F. A.; DORFMAN, R. **Manual de ensaios de laboratório de campo para irrigação e drenagem**. Editora Pallotti, Porto Alegre, 216p, 1986.

CHAPPELL, N. A.; BIDIN, K.; SHERLOCK, M. D.; LANCASTER, J. W. Parsimonious spatial representation of tropical soils within dynamic rainfall-runoff model. In: M. Bonell; L. A. Bruijnzeel (Eds.); **Forests, Water and People in the Humid Tropics - Past, Present and Future Hydrological Research for Integrated Land and Water Management**. 1st ed., p.756–769, 2004.

CHILDS, E. C. The use of soil moisture characteristics in soil studies. **Soil Sci**, Baltimore, v.50, p.239-252, 1940.

CHOUDHURY, B. J.; MONTEITH, J. L. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces, **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 114, p. 373-398, 1988.

CHORLEY, R. J. The hillslope hydrological cycle. In: KIRKBY, M. J. (Ed.). **Hillslope Hydrology**. J. Wiley, p. 1-42, 1978.

COELHO, E. F.; OR, D. Flow and uptake patterns affecting soil water sensor placement for drip irrigation management. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.39, n.6, p. 2007-2016, 1996.

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia:** para engenharia e ciências ambientais. Porto Alegre: ABRH, 2013.

CORREA, J. C. Características físico-hídricas dos solos Latossolo Amarelo, Podzólico Vermelho-Amarelo e Podzol Hidromórfico do estado do Amazonas. **Pesquisa Agropecuária Brasileira, Brasília**, v. 19, n. 3, p. 347-360, 1984.

CORREIA, J. R.; COSTA, L. M.; NEVES, J. C. L.; CRUZ, C. D. Estudo do relacionamento entre características físicas e químicas do solo e a produtividade do gênero *Pinus*. **Revista Árvore**, Viçosa, v. 22, n. 2, p. 161-169, 1996.

COUTO, H. T. Z.; VETTORAZZO, S. C. Seleção de equações de volume e peso seco comercial para *Pinus taeda*. **Cerne**, v. 5, n. 1, p. 69-80, 1999.

CSIRO (ED.). **TOPOG User Guide**. Canberra: CSIRO Land and Water, 1999.

CURTIS, H. L.; DEFANDORF, F. M. Dielectric constant and dielectric strength of elementary substances, pure inorganic compounds, and air. In: WASHBURNS, E. D. (Ed.). **International critical tables of numerical data: physics, chemistry, and technology**. New York: McGraw-Hill, v. 6, p. 73-107, 1929.

DAVIS, S. H.; VERTESSY, R. A.; SILBERSTEIN, R. P. The sensitivity of a catchment model to soil hydraulic properties obtained by using different measurement techniques. **Hydrological Processes**. V. 13, p. 677-688, 1999.

DAWES, W. R.; SHORT, D. The significance of topology for modeling the surface hydrology of fluvial landscapes. **Water Resources Research**, v. 30, p. 1045-1055, 1994.

DAWES, W. R.; ZHANG, L.; HATTON, T. J.; REECE, P. H.; BEALE, G. T. H.; PACJER, I. Evaluation of a distributed parameter ecohydrological model (TOPOG\_IRM) on a small cropping rotation catchment. **Journal of Hydrology**, v. 191, p. 64-86, 1997.

DEDECECK, R. A.; FIER, I. S. N.; SPELTZ, R.; LIMA, L. C. S. Influência do sítio no desenvolvimento do *Pinus taeda* aos 22 anos: 1. Características físico-hídricas e químicas do solo. **Revista Floresta**, Curitiba, v. 38, n. 3, p. 507-516, 2008.

DNPM. DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. Coordenadoria de Recursos Minerais. **Mapa geológico do Estado de Santa Catarina: escala 1:500.000**. Florianópolis, 1986.

DOLDAN, M. E. Q. Desenvolvimento da altura dominante do *Pinus taeda* L. como resposta aos estímulos dos fatores do meio, na região de Ponto Grossa. **Revista Floresta**, Curitiba, v. 20, n. 1-2, p. 54-55, 1990.

DREWRY, J.J.; CAMERON, K.C. e BUCHAN, G.D. Pasture yield and soil physical property responses to soil compaction from treading and grazing - a review. **Austr. J. Soil Res.**, 46:237-256, 2008.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. **Water Resources Research**, 6, p. 478-490, 1970.

DUNNE T. Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. **Journal of Hydrology**, v. 65 (1-3): p. 25–48, 1983.

ELSEN, E. V. D.; XIE, Y.; LIU, B.; STOLTE, J.; WU, Y.; TROUWBORST, K.; RITSEMA, C. J. Intensive water content and discharge measurement system in a hillslope gully in China. **Catena** 54, p. 93-115, 2003.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Determinação da quantidade de madeira, carbono e renda da plantação florestal**. 1. ed. Embrapa Florestas. Colombo, 2011.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília: DF, 3ª edição, revista e ampliada. Embrapa Solos, 2013.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Manual de métodos de análise de solo**. 3. ed. Revista e ampliada. Brasília, 2017.

ENCINAS, J. I.; SILVA, G. F.; PINTO, J. R. **Idade e crescimento das árvores**. Comunicações Técnicas Florestais, Brasília, UFB, v. 7, n. 1, 2005.

ENSENBEER, H. Hydrologic flowpaths in tropical rainforest soilscapes – a review. **Hydrological processes**, v. 15, p. 1751-1759, 2001.

FAMIGLIETT, J. S.; RUDNICKI, J. W.; RODELL, M. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: rattlesnake hill, Texas. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 210, p. 259-281, 1998.

FREER, J.; MCDONNELL, J. J.; BEVEN, K. J.; PETERS, N. E.; BURNS, D. A.; HOOPER, R. P.; AULENBACH, B.; KENDALL, C. The role of bedrock topography on subsurface storm flow. **Water Resources Research**, 38 (12): 5-1–5-16, 2002.

FINGER, C. A. G. **Fundamentos de biometria florestal**. Santa Maria: UFSM, CEPEFFATEC, 1992.

FELTRIN, R. M.; PAIVA, J. B. D.; PAIVA, E. M. C. D. Dinâmica da água no solo simulada pelo modelo HYDRUS-1D e medida a campo para as condições climáticas do sul do Brasil. **XI Simpósio de hidráulica e recursos hídricos dos países de língua Portuguesa**, Maputo, Mocambique, 2013.

FRANCHINI, M.; WENDLING, J.; OBLED, C.; TODINI, E. Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. **Journal of Hydrology**, v. 175, p.293-338, 1996.

GONÇALVES, J. L. M.; MELLO, S. L. M. O Sistema radicular das árvores. In: **Nutrição e fertilização de florestas**. Piracicaba: IPEF, p. 221-267, 2005.

GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G. Spatial modelling of catchment dynamics. In: GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G. **Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modeling**. Cambridge University Press, p.51-81, 2000.

GUIMARÃES, P. L. O.; SANTANA, M. A. A.; OLIVEIRA, I. R.; JÚNIOR, J. C. T. Proposta de procedimento para calibração de sensores e medidores de umidade do solo (soil moisture). **Anais do Congresso da Qualidade em Metrologia**, São Paulo, 2010.

HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A. R. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. **Journal of Geophysical Research**. v. 68, nº 4, p.1081-1087, 1963.

HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A. R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. **International Symposium of Forest Hydrology**. Pergamon Press, Oxford. p. 275- 290, 1967.

HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics**. New York: Academic, 1980. 413 p.

HODNETT, M. G.; TOMASELLA, J. Marked differences between van Genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils: A new water retention pedo-transfer functions developed for tropical soils. **Geoderma**, 108:155-180, 2002.

HORNBERGER, G. M.; RAFFENSPERGER, J. P.; WIBERG, P. L.; ESHLEMAN, K. N. **Elements of Physical Hydrology**. J. Hopkins, p. 302, 1998.

HORTON, R. E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. **Trans. Am. Geophys. Un.**, 14, p.446-460, 1933.

HUNG, M. N. W. B.; SIEFERT, C. A. C.; SANTOS, I. Simulação hidrogeomorfológica da dinâmica das áreas saturadas da bacia do rio Corredeiras, Rio Negrinho – SC. **RA'E GA: o Espaço Geográfico em Análise**. Curitiba, v.41 Temático de Geomorfologia, p. 208-227, 2017.

HUNG, M. N. W. B.; SAMPAIO, T. V. M.; SCHULTZ, G. B.; SIEFERT, C. A. C.; LANGE, D. R.; MARANGON, F. H. S.; SANTOS, I. Levantamento com veículo aéreo não tripulado para geração de modelo digital do terreno em bacia experimental com vegetação florestal esparsa. **RA'E GA: o Espaço Geográfico em Análise**. Curitiba, v.43 Temático de Geotecnologias, p. 215-231, 2018.

IMKO. **Manual Trime-Pico 64/32**, 2015.

JARVIS, P. G.; MCNAUGHTON, K. G. Stomatal control of transpiration: Scaling up from leaf to region, **Adv. Ecol. Res.**, 15, 1-49, 1986.

JETTEN, V.; GOVERS, G.; HESSEL, R. Erosion models: quality of spatial predictions. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 5, p. 887–900, 2003.

KNOTTTERS, M.; BIERKENS, M. Predicting water table depths in space and time using a regionalised time series model. **Geoderma**, v. 103, n. 1-2, p. 51–77, 2001.



LAL, R.; SHUKLA, M. K. **Principles of Soil Physics**. São Paulo: Marcel Dekker, 2004.

LEITE, H. G.; NOGUEIRA, G. S.; MOREIRA, A. M. Efeito do espaçamento e da idade sobre variáveis de povoamento de *Pinus taeda* L. **Revista Árvore**, Viçosa-MG, v. 30, n. 4, p. 603-602, 2006.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos**. 2ª edição, São Paulo, Oficina de Textos, 2013.

LEUNING, R. A critical appraisal of a combined stomatal-photosynthesis model for C<sub>3</sub> plants, **Plant Cell Environ**, v. 18, p. 339-355, 1995.

LIMA, R. **Crescimento, biomassa e carbono de *Pinus taeda* L. em função do espaço vital**. 119 f. Tese (Doutorado em Engenharia Florestal) – Pós-graduação em Engenharia Florestal, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2014.

LIMA, W. P.; ZAKIA, M. J. Hidrologia de Matas Ciliares. In: RODRIGUES, R. R.; FILHO, H. F. L. (Ed). **Matas Ciliares: conservação e recuperação**. São Paulo: Edusp, 2009. p. 33-44.

LOPES, V. G. **Quantificação das raízes finas em um povoamento de *Pinus taeda* L., na região dos Campos de Cima da Serra, RS**. 83 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Florestal) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Florestal, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2009.

MACHADO, S. A.; CONCEIÇÃO, M. B.; FIGUEIREDO, D. J. Modelagem do volume individual para diferentes idades e regimes de desbaste em plantações de *Pinus oocarpa*. **Ciências Exatas e Naturais**, v.4, n.2, p.185-197, 2002.

MARANGON, F. H. S. **Avaliação dos efeitos hidrológicos da umidade antecedente e da espessura do solo na bacia experimental do rio Saci, Rio Negrinho/SC, com o modelo TOPOG\_SBM**. 126 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2013.

MCDONNELL, J. J. Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 9, p. 1869–1875, 2003.

MCDONNELL, J. J. Are all runoff processes the same? **Hydrological Processes**, v. 27, p. 4103-4111, 2013.

MEDEIROS, J. D. F.; GOLDENFUM, J. A.; CLARKE, R. T. Variabilidade espacial do conteúdo de água no solo numa pequena bacia rural: 1. Análise dos fatores ambientais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n1, p. 29-41, 2007.

MELO, T. M.; LOUZADA, J. A. Aplicação e avaliação dos modelos SWAP e HYDRUS 1D em diferentes cenários agrícolas. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, v. 6, n. 4, p. 261-270, 2012.

MONTEITH, J. L. Evaporation and surface temperature. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 107, p. 1-27, 1981.

MOTA, A. A.; KOBAYAMA, M. Avaliação da dinâmica da água na zona vadosa em solos de diferentes usos com o modelo Hydrus-1D. **XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, Maceió, Alagoas, 2011.

MORRIS, L. A.; LUDOVICI, L. H.; TORREANO, S. J.; CARTER, E. A.; LINCOLN, M. C.; WILL, R. E. An approach for using general soil physical condition-root growth relationships to predict seeding growth response to site preparation tillage in loblolly pine plantations. **Forest Ecology and Management**, v. 227, n. 1-2, p. 169-177, 2006.

MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; VAN LIEW, M. W. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, p. 282-290, 1970.

OLARIETA, J. R.; BESGA, G.; RODRIGUES-OCHOA, R.; AIZPURUA, A.; USÓN, A. Land evaluation for forestry: a study of the land requirements for growing *Pinus radiata* D. Don in the Basque Country, northern Spain. **Soil Use and Management**, London, v. 22, n. 3, p. 238-244, 2006.

O'LOUGHLIN, E. M. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. **Water Resources Research**, v. 22, n. 5, p. 794-804, 1986.

PEDROSA, S. M. P. A.; GARCIA, G.; ARCHER, A. M.; DANTAS E.; FREITAS, R.; TEIXEIRA, L. R. **Programa é tempo de química! Os nutrientes do solo**. Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

PEREIRA, M. G.; VALLADARES, G. S.; ANJOS, L. H. C. dos; BENITES, V. de M.; ESPÍNDULA JUNIOR, A.; EBELING, A. G. Organic carbon determination in Histosols and soil horizons with high organic matter content from Brazil. **Scientia Agricola**, v. 63, n. 2, p. 187-193, 2006.

PESSOA, J. D. C.; KANNO, S. S.; CARNEIRO, B. J. I. MORAES, J. A. P. V. Avaliação da técnica de TDR para medida do potencial de sucção em um solo sob vegetação de Cerrado. **Anais do Simpósio Nacional de Instrumentação Agropecuária**, São Carlos, São Paulo, p. 341-345, 2000.

PREVEDELLO, C.L.; ARMINDO, R. A. **Física do Solo com Problemas Resolvidos - 2ª Edição Revisada e Ampliada**. 2. ed. Curitiba: C. L. Prevedello, 2015. 474p.

QIU, Y.; FU, B.; WANG, J.; CHEN, L. Soil moisture variation in relation to topography and land use in hillslope catchment of the Loess Plateau, China. **Journal of Hydrology**, v. 3, n. 240, p. 243-263, 2001.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, Planta e Atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. São Paulo: Editora Manole, 478p, 2004.

REICHERT, J. M.; SUZUKI, L. E. A. S.; REINERT, D. J. Compactação do solo em sistemas agropecuários e florestais: identificação, efeitos, limites críticos e mitigação. In: CERETTA, C. A.; SILVA, L. S.; REICHERT, J. M. (Org.). **Tópicos em Ciência do Solo**, v. 5, p. 49-134, 2007.

REYNOLDS, S. G. The gravimetric method of soil moisture determination: part III: an examination of factors influencing soil moisture variability. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 11, p. 288-300, 1970.

RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids through porous medium. **Physics**, New York, v.1, p. 318-333, 1931.

RICHARDSON, D. M.; RUNDEL, P. W. Ecology and biogeography of pinus: an introduction. In: RICHARDSON, D. M., ed., **Ecology and biogeography of Pinus**, New York: Cambridge University Press. Cambridge, p.1-48, 1998.

RIGATTO, P. A.; DEDECEK, R. A.; MATOS, J. L. M. de. Influência dos atributos do solo sobre a qualidade da madeira de *Pinus taeda* para produção de cellulose Kraft. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 28, n. 2, p. 267-273, 2004.

ROSS, P. J.; BRISTOW, K. L. Simulating water movement in layered and gradational soils using the Kirchhoff transform, **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 54, p. 1519-1524, 1990.

RUIZ, H. A.; MIRANDA, J.; CONCEIÇÃO, J. C. S. Contribuição dos mecanismos de fluxo de massa e de difusão para o suprimento de K, Ca, Mg às plantas de arroz. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, 23:1015-1018, 1999.

SALAGER, S.; YOUSOUFI, M. S. E.; SAIX, C. Influence of Temperature on the Water Retention Curve of Soils: Modelling and Experiments. In: T. SCHANZ, (Ed), **Experimental Unsaturated Soil Mechanics**. Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, p. 251-258, 2007.

SANTOS FILHO, A.; ROCHA, H. O. Principais características dos solos que influem no crescimento de *Pinus taeda* L. no 2º Planalto Paranaense. **Revista do Setor de Ciências Agrárias**, v. 9, p. 107-111, 1987.

SANTOS FILHO, A.; LASO, L. S.; REISSMAN, C. B.; MACHADO, S. A. A. Desenvolvimento de *Pinus taeda* L. em função das características do solo em Telêmaco Borba – PR. **Revista do Setor de Ciências Agrárias**, v.12 (1-2), p.13-24, 1993.

SANTOS, I. **Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental: estudo da bacia do rio Pequeno, São José dos Pinhais – PR**. Curitiba: Curso de Pós-graduação em Agronomia, 108 f. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2001.

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

SCHAAP, M. G.; LEIJ, F. J.; VAN GENUCHTEN, M. T. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. **Journal of Hydrology**, 251, p.163-176, 2001.

SCHUMACHER, M. V.; WITSCHORECK, R.; PISSININ, L. Z.; VEIRA, M.; BONACINA, D. M.; BARBIERI, J. **Comprimento e biomassa de raízes finas em uma floresta de *Pinus taeda* L. localizada em Cambará do Sul, RS.** Santa Maria, RS: UFSM/FATECIENS, Departamento de Ciências Florestais, 2005. (Relatório Técnico).

SIEFERT, C. A. C.; SANTOS, I. Identificação de áreas hidrológicamente sensíveis por meio de modelagem hidrológica e da distribuição espacial de solos e vegetação em ambientes hidromórficos. **Sociedade e Natureza** (UFU. Online), v. 27, p. 141-155, n. 2015.

SILVA, D. J.; ALVAREZ, V. H.; RUIZ, H. A. Fluxo de massa e difusão de enxofre para raízes de milho em solos ácidos de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 22, p. 109-114, 1998.

SILVA, E. M.; LIMA, J. E. F. W.; AZEVEDO, J. A.; RODRIGUES, L. N. Valores de tensão na determinação da curva de retenção de água de solos do Cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, 41: 323-330, 2006.

SILVA, C. R.; JÚNIOR, A. S. A.; JÚNIOR, J. A.; SOUZA, A. B.; MELO, F. B.; FILHO, M. A. C. Calibration of a capacitance probe in a Paleudult. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 64, n. 6, p. 636-640, 2007.

SILVA JUNIOR, J. J.; COLOMBO, A.; SILVA, E. L.; SCALCO, M. S. Determinação da condutividade hidráulica do solo utilizando o problema inverso do software HYDRUS-1D. **Revista Agroambiente**, v.7, n. 3, p. 242-251, 2013.

SILVEIRA, A. L.; LOUZADA, J. A.; BELTRAME, L. Infiltração e armazenamento no solo. In: TUCCI, C. E. M. (Ed.). **Hidrologia: ciência e aplicação.** Editora da UFRGS, Porto Alegre, p. 335-372, 1993.

SILVEIRA, P.; KOEHLER, H. S.; SANQUETTA, C. R.; ARCE, J. E. O estado da arte na estimativa de biomassa e carbono em formações florestais. **Floresta**, Curitiba, v. 38, n. 1, 2008.

ŠIMŮNEK, J., VAN GENUCHTEN, M. T.; **SEJNA, M. The Hydrus 1-D Software Package Manual, v. 3.0.** California, University of California Riverside, 2005a.

ŠIMŮNEK, J. Models of water flow and solute transport in the unsaturated zone. In: M. G. Anderson (Editor), **The Encyclopedia of Hydrological Sciences**, John Wiley e Sons, Ltd., Chichester, England, 1171-1180, 2005.

ŠIMŮNEK, J.; BRADFORD, S.A. Vadose zone modeling: introduction as importance. **Vadose Zone Journal**, v. 7, Madison, p. 581-586, 2008.

SOUZA, C. F.; MATSURA, E. E.; TESTEZLAF, R. Utilização de um equipamento TDR (Trase System I) com sonda multihaste segmentada para medir umidade do solo. **Anais do 2º Simpósio Nacional de Instrumentação Agropecuária**, São Carlos, São Paulo, p. 161-169, 2000.

SOUZA, C. F.; MATSURA, E. E. Determination of the wetting front in drip irrigation using TDR Multi-wire probe. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 59, n. 3, p. 205-216, 2003.

SOUZA, C. F.; FOLEGATTI, M. V.; MATSURA, E. E.; OR, D. Calibração da reflectometria no domínio do tempo (TDR) para a estimativa da concentração da solução no solo. **Eng. Agríc**, v. 26, n. 1 p. 282-941, 2006.

SOUZA, C. F.; PIRES, R. C. M.; MIRANDA, D. B.; VARALLO, A. C. T. Calibração de sondas FDR e TDR para a estimativa da umidade em dois tipos de solo. **Irriga**, v. 18, n. 4, p. 597-606, 2013.

SOUZA, P. G. C. **Obtenção da curva de retenção de água em latossolo empregando dados de mini-infiltrômetro e técnicas de modelagem**. 104 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em ciências agrárias, Universidade Federal de São João Del Rei, Sete Lagoas, 2015.

SPURR, S. H. **Forest inventory**. New York: Ronald Press, 1952. 476p.

TESFA, T. K.; TARBOTON, D. G.; CHANDLER, D. G.; MCNAMARA, J. P. Modeling Soil Depth from Topographic and Land Cover Attributes. **Water Resources Research**, v. 45, p. 1–16, 2009.

THOMÉ, V. M.; ZAMPIERI, S.; BRAGA, S.; PANDOLFO, C.; SILVA JR, V. P.; BACIC, I.; LAUS NETO, J.; SOLDATELI, D.; GEBLER, E.; ORE, J. D.; ECHEVERRIA, L.; MATTOS, M.; SUSKI, P. P. **Zoneamento Agroecológico e Socioeconômico de Santa Catarina**. Florianópolis: EPAGRI, 1999.

TOMMASELLI, J. T. G.; BACHI, O. O. S. Calibração de um equipamento de TDR para medida de umidade de solos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 36, n. 9, p. 1145-1154, 2001.

TROMP-VAN MEERVELD, I.; MCDONNELL, J. J. Threshold relations in subsurface stormflow 1: a 147 storm analysis of the Panola hillslope trench. **Water Resources Research**, 2006.

TROCH, P. A.; CARRILLO, G. A.; HEIDBÜCHEL, I.; RAJAGOPAL, S.; SWITANEK, M.; VOLKMANN, T. H. M.; YAEGER, M. Dealing with landscape heterogeneity in watershed hydrology: A review of recent progress toward new hydrological theory. **Geography Compass** 3(1): 375–392, 2009.

TSUKAMOTO, Y. Storm discharge from an experimental watershed. **Journal of the Japanese Forestry Society**, v. 45, p. 186-190, 1963.

TURVEY, N.D.; RUDRA, A.B.; TURNER, J. Characteristics of soil and productivity of *Pinus radiata* (D. Don) in New South Wales. I. relative importance of soil physical and chemical parameters. **Austr. J. Soil Res.**, n.24, p.95-102, 1986.

UFPR / ECOPLAN - Universidade Federal do Paraná e Instituto Ecoplan. **Estudo de viabilidade para implantação de florestas fixadoras de carbono**: estudo de caso no sul do estado do Paraná. Curitiba, 2003. 93 p.

VAN GENUCHTEN, M. Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, p. 892-898, 1980.

VEIGA, R. A. A. Uso de equações de volume em levantamentos florestais. **Simpósio sobre inventário florestal**, Piracicaba: IPEF, p. 93-102, 1981.

VEIHMEYER FJ, HENDRICKSON AH. Soil moisture conditions in relation to plant growth. **Plant Physiology**, v. 2, p. 71-82, 1927.

VERTESSY, R. A.; HATTON, T. J.; O'SHAUGHNESSY, P. J.; JAYASURIYA, M. D. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. **Journal of Hydrology**, v. 150, n. 2-4, p. 665-700, 1993.

VERTESSY, R. A.; HATTON, T. J.; BENYON, R. J.; DAWES, W. R. Long term growth and water balance predictions for a mountain ash (*Eucalyptus regnans*) forest catchment subject to clearfelling and regeneration, **Tree Physiology**, v. 16, p. 221-232, 1996.

VERTESSY, R. A.; WATSON, F.; O'SULLIVAN, S.; DAVIS, S.; CAMPBELL, R.; BENYON, R.; HAYDON, S. **Predicting water yield from mountain ash forest catchments**. Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 1998.

VERTESSY, R. A.; ELSENBEER, H. Distributed modeling of storm flow generation in an Amazonian rain forest catchment: Effects of model parameterization. **Water Resources Research**, v. 35, n. 7, p. 2173-2187, 1999.

VOGEL, H. L. M.; SCHUMACHER, M. V.; TRÜBY, P. Quantificação da biomassa em uma Floresta Estacional Decidual em Itaara, R.S., Brasil. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 16, n. 4, p. 419-425. 2006.

WATZLAWICK, L. F. **Estimativa de biomassa e carbono em Floresta Ombrófila Mista e plantações florestais a partir de dados de imagens do satélite IKONOS II**. 120 f. Tese (Doutorado em Ciências Florestais) – Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2003.

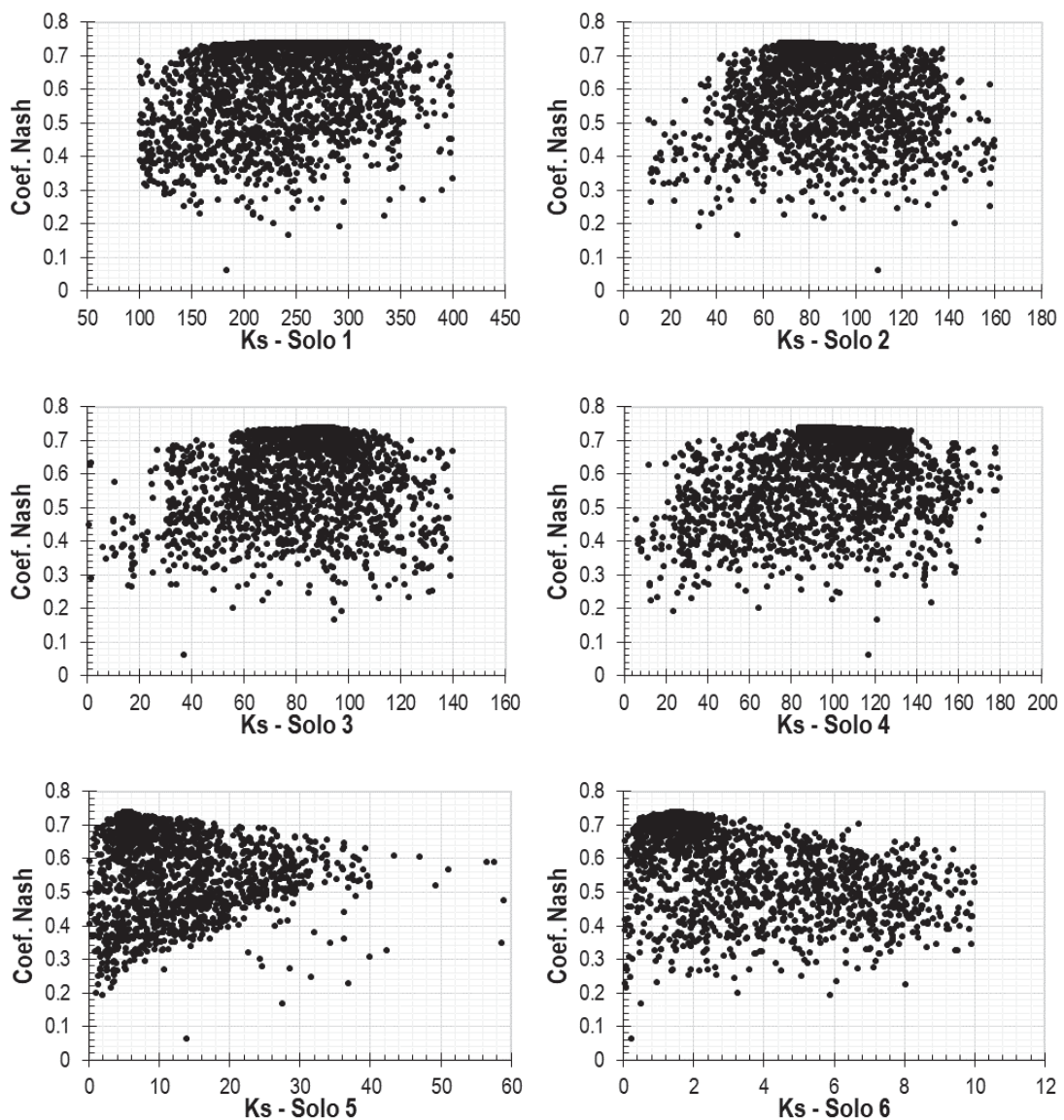
WU, H.; RYKIEL JR, E. J.; HATTON, T. J.; WALKER, J. An integrated rate methodology (IRM) for multi-factor growth rate modelling. **Ecol. Modell**, v. 73, p. 7-116, 1994.

ZHANG, L.; DAWES, W. R.; HATTON, T. J. Modelling hydrologic processes using a biophysically based model: Application of WAVES to FIFE and HAPEX-MOBILHY, **Journal of Hydrology**, v. 185, p. 147-169, 1996.

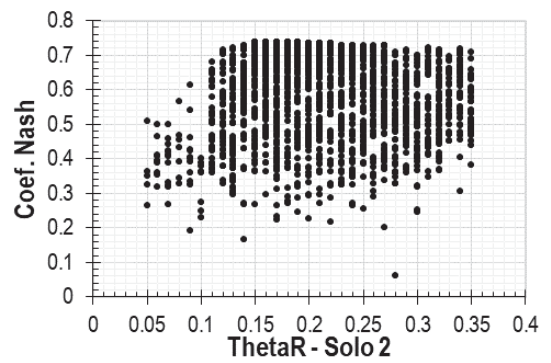
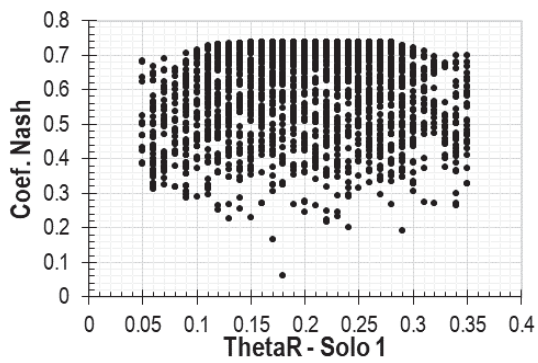
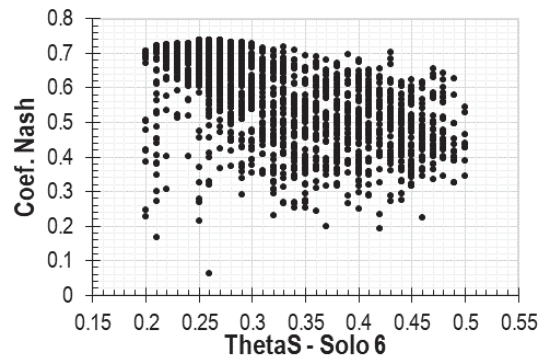
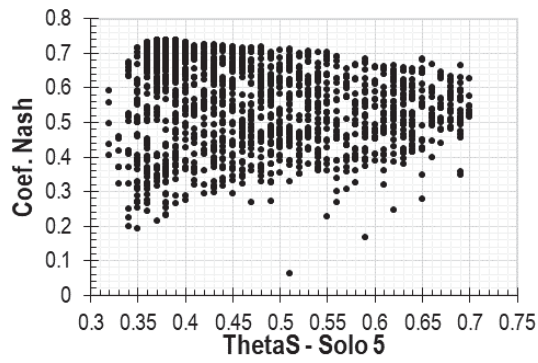
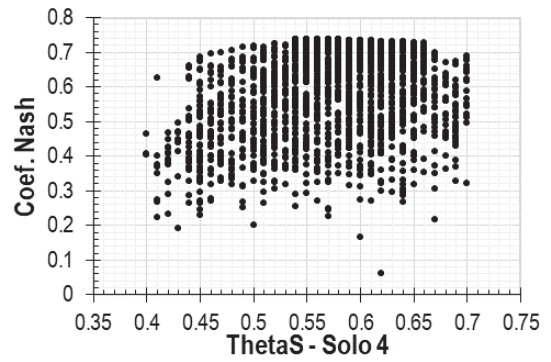
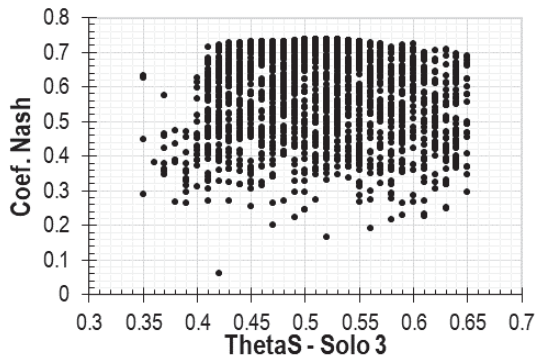
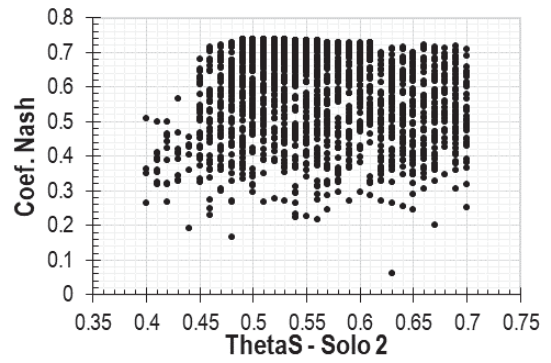
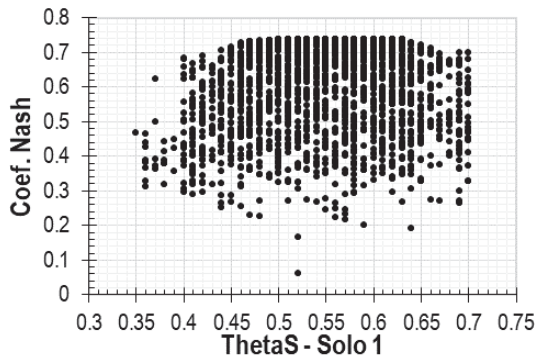
ZHANG, L.; DAWES, W. R.; HATTON, T. J.; REECE, P. H.; BEALE, G. T. H.; PACKER, I. Estimation of soil moisture and groundwater recharge using the TOPOG\_IRM model. **Water Resources Research**, v. 34, n. 1, p. 149-161, 1999.

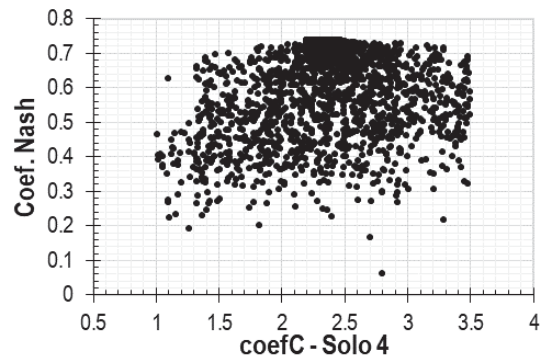
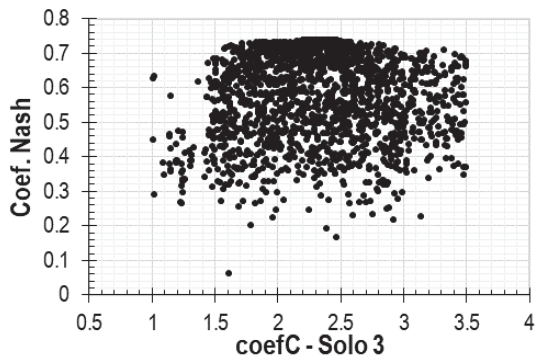
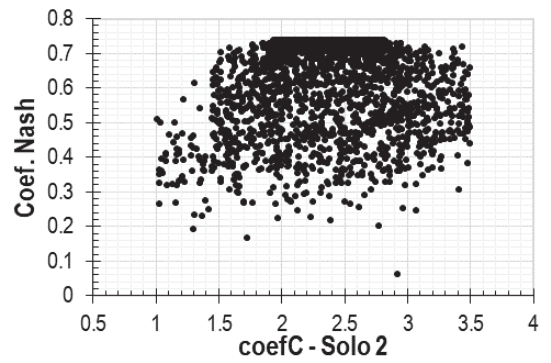
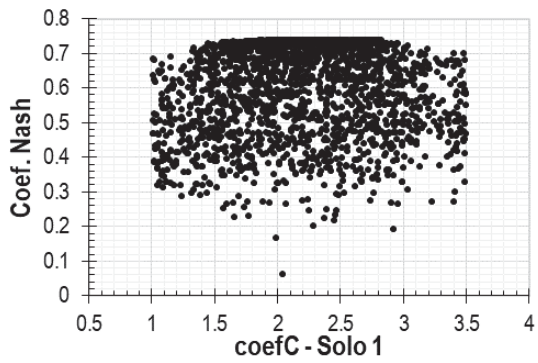
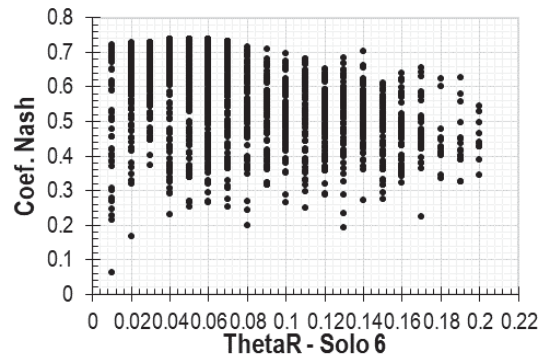
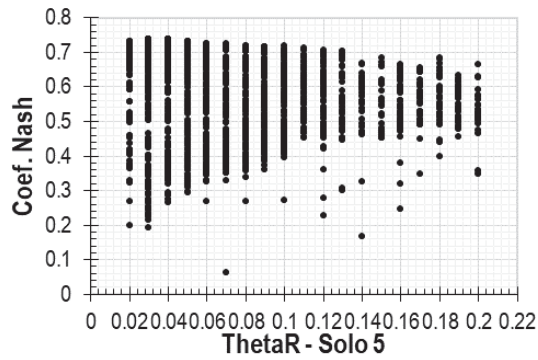
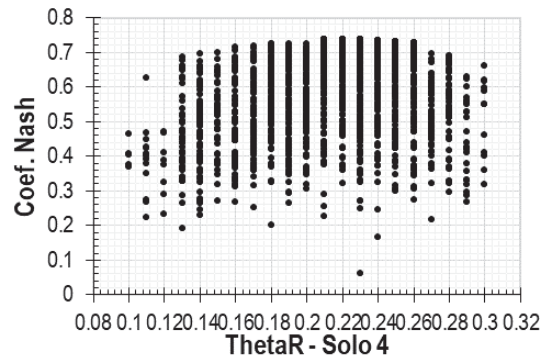
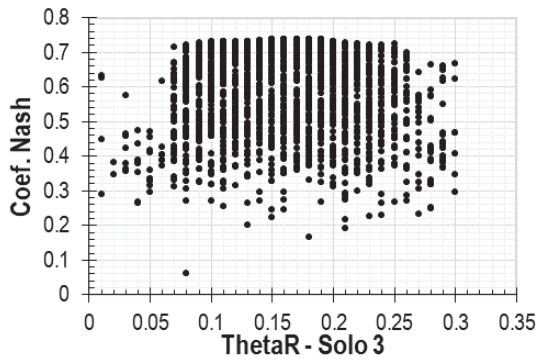
## APÊNDICE A – DISPERSÃO DOS VALORES DOS PARÂMETROS DO SOLO NAS SIMULAÇÕES COM O TOPOG-IRM

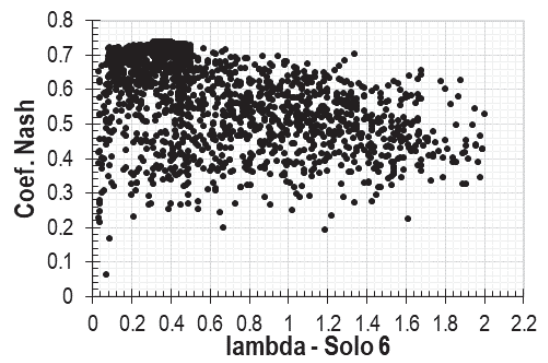
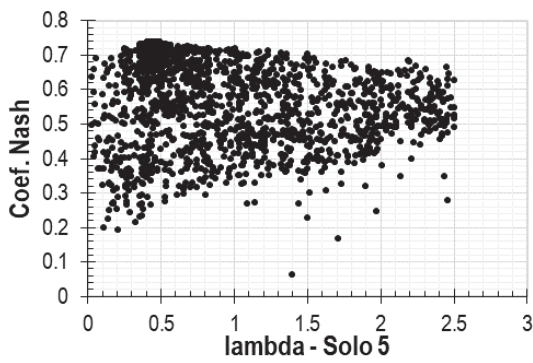
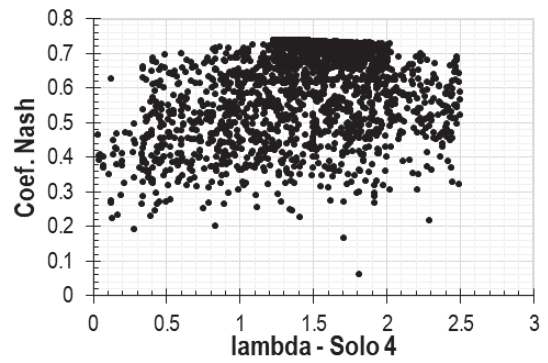
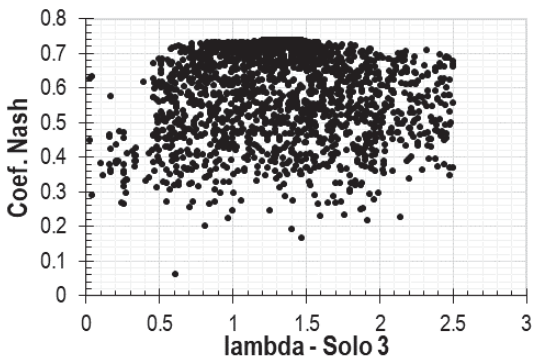
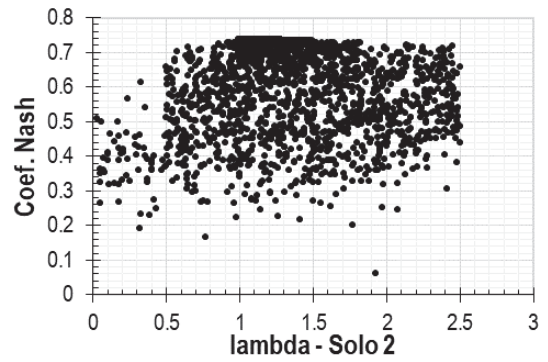
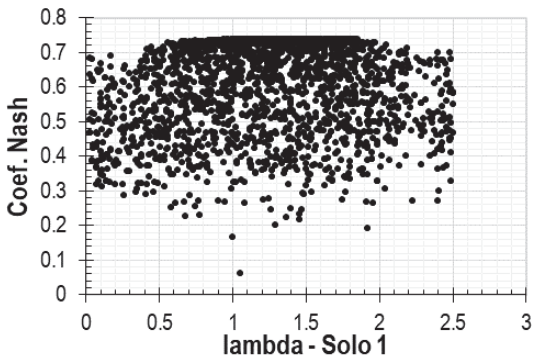
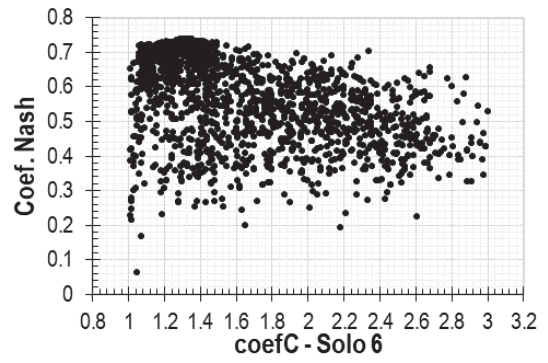
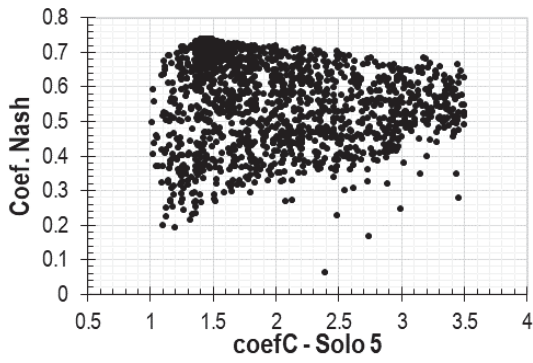
A calibração dos parâmetros do solo no TOPOG-IRM foi realizada de maneira semiautomática, onde foram realizadas 3.511 simulações com o intuito de determinar os melhores valores de cada parâmetro. A dispersão da qualidade das simulações encontra-se apresentada abaixo para cada classe de espessura do solo hidrológico de Santos (2009).

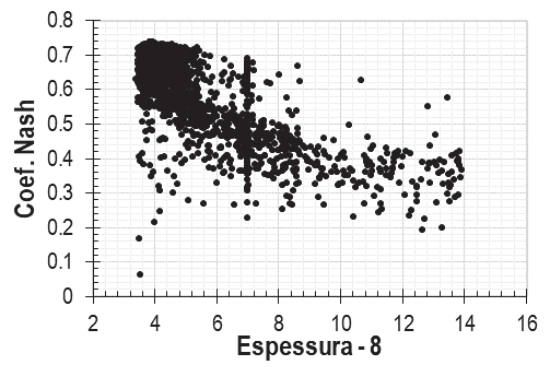
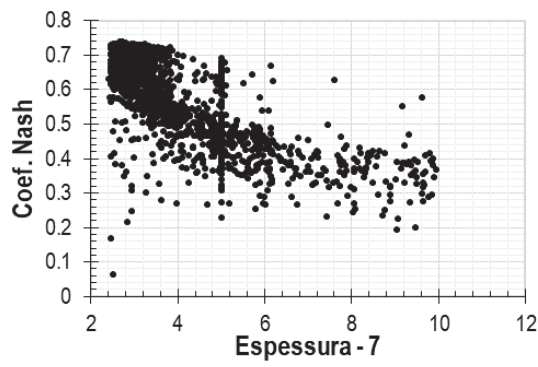
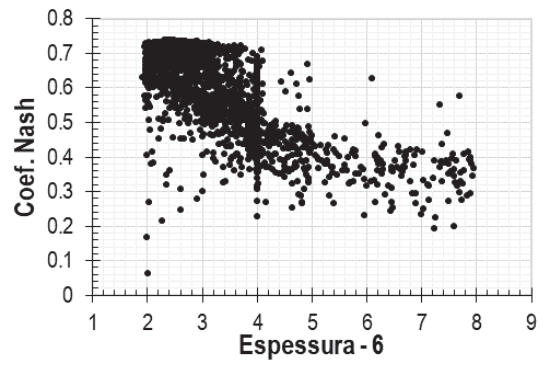
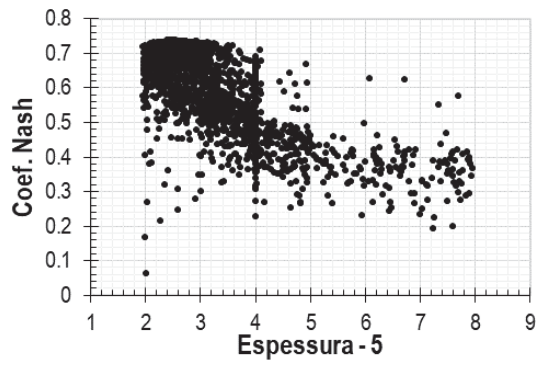
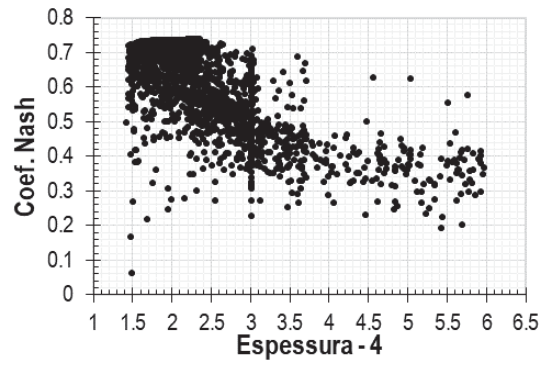
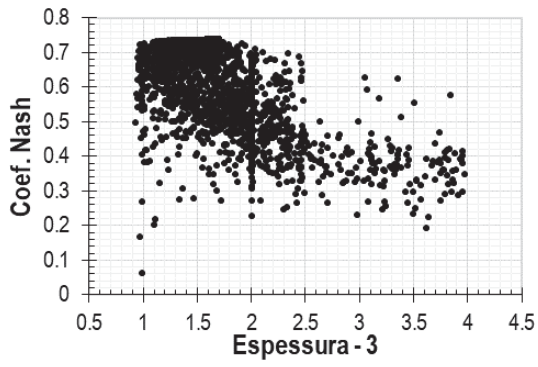
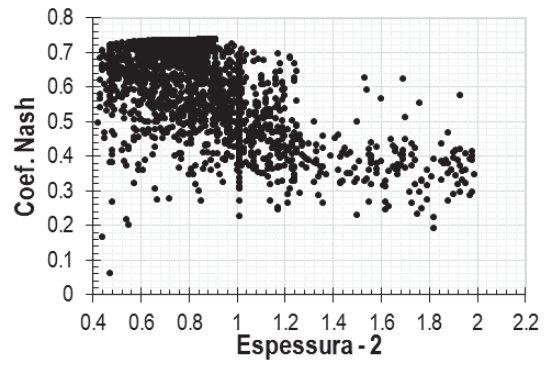
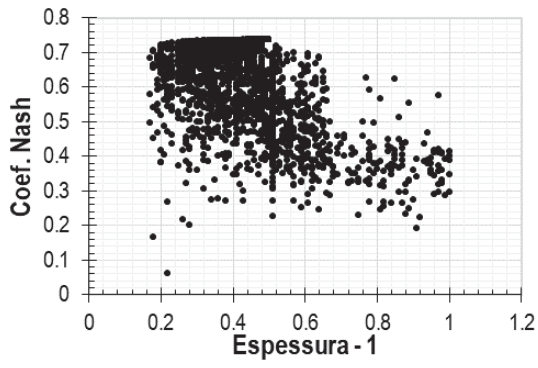












## APÊNDICE B – VALORES DE *DAP*, ALTURA E VOLUME DO *Pinus taeda*

Os valores medidos em campo de altura total e *DAP* são apresentados abaixo com a média, desvio padrão (DP) e coeficiente de variação (CV). Para o levantamento de setembro de 2017, o DP da altura variou de 0,17 a 0,75, enquanto que o CV variou entre 2,72% a 13,3%. Já os valores para o *DAP* foram de 0,64 a 3,27 (DP) e de 6,90% a 29,61% (CV).

Medições em setembro de 2017

Ponto	Altura (m)	Média	DP	CV	Ponto	DAP (cm)	Média	DP	CV
P1	6,45	6,07	0,69	11,42%	P1	11,46	11,57	1,12	9,67%
P1	6,49				P1	12,73			
P1	5,27				P1	10,50			
P2	6,77	7,15	0,33	4,67%	P2	11,46	12,41	0,95	7,69%
P2	7,38				P2	12,41			
P2	7,31				P2	13,37			
P3	6,48	6,30	0,17	2,72%	P3	12,10	11,99	1,44	11,97%
P3	6,14				P3	10,50			
P3	6,27				P3	13,37			
P4	5,85	6,30	0,54	8,61%	P4	10,50	12,52	2,26	18,04%
P4	6,14				P4	12,10			
P4	6,9				P4	14,96			
P5	6,5	6,12	0,33	5,44%	P5	11,78	10,19	1,46	14,32%
P5	5,9				P5	8,91			
P5	5,95				P5	9,87			
P6	6,22	6,54	0,34	5,23%	P6	12,41	12,84	1,02	7,97%
P6	6,5				P6	12,10			
P6	6,9				P6	14,01			
P7	6,94	7,31	0,34	4,61%	P7	11,78	11,99	0,97	8,11%
P7	7,39				P7	13,05			
P7	7,6				P7	11,14			
P8	5,85	6,09	0,49	8,08%	P8	10,50	11,57	1,12	9,67%
P8	5,77				P8	11,46			
P8	6,66				P8	12,73			
P9	5,89	5,97	0,26	4,28%	P9	11,46	10,40	0,92	8,84%
P9	5,77				P9	9,87			
P9	6,26				P9	9,87			
P10	6,62	6,17	0,45	7,29%	P10	12,73	11,78	1,39	11,78%
P10	5,72				P10	12,41			
P10	6,18				P10	10,19			
P11	6,16	6,01	0,21	3,46%	P11	10,19	11,03	3,27	29,61%
P11	6,09				P11	14,64			
P11	5,77				P11	8,28			
P12	6,43	5,63	0,75	13,30%	P12	9,87	9,23	0,64	6,90%
P12	4,95				P12	8,59			
P12	5,5				P12	9,23			
P13	5,55	5,11	0,48	9,37%	P13	9,23	8,75	0,97	11,06%
P13	5,18				P13	9,39			
P13	4,6				P13	7,64			

Por outro lado, para o levantamento de janeiro de 2019, o DP da altura variou entre 0,2 e 0,92, enquanto o CV variou de 2,13% a 10,45%. Por fim, os valores de DP do *DAP* variaram de 0,38 a 3,36, ao passo que o CV variou entre 2,22% a 19,58%.

Medições em janeiro de 2019

Ponto	Altura (m)	Média	DP	CV	Ponto	DAP (cm)	Média	DP	CV
P1	9,2				P1	17,19			
P1	9,8	9,00	0,92	10,18%	P1	17,67	17,03	0,73	4,28%
P1	8				P1	16,23			
P2	10,2				P2	18,14			
P2	9	9,87	0,76	7,67%	P2	15,28	17,61	2,12	12,03%
P2	10,4				P2	19,42			
P3	9,2				P3	16,23			
P3	9,4	9,40	0,20	2,13%	P3	17,98	16,92	0,93	5,51%
P3	9,6				P3	16,55			
P4	8,4				P4	14,64			
P4	9,2	9,03	0,57	6,29%	P4	19,80	16,89	2,64	15,63%
P4	9,5				P4	16,23			
P5	9,3				P5	17,03			
P5	10	9,27	0,75	8,10%	P5	14,74	15,45	1,37	8,88%
P5	8,5				P5	14,58			
P6	9,1				P6	15,76			
P6	10,4	10,10	0,89	8,80%	P6	17,79	17,52	1,64	9,37%
P6	10,8				P6	19,00			
P7	9,4				P7	17,51			
P7	9,1	9,67	0,74	7,63%	P7	17,51	16,68	1,43	8,59%
P7	10,5				P7	15,02			
P8	9,4				P8	13,40			
P8	9,4	9,83	0,75	7,63%	P8	18,11	17,14	3,36	19,58%
P8	10,7				P8	19,89			
P9	9,7				P9	15,28			
P9	9,2	9,47	0,25	2,66%	P9	18,11	17,07	1,56	9,13%
P9	9,5				P9	17,83			
P10	8,9				P10	17,28			
P10	9	9,13	0,32	3,52%	P10	17,63	17,26	0,38	2,22%
P10	9,5				P10	16,87			
P11	9,6				P11	15,37			
P11	9,4	9,10	0,70	7,69%	P11	14,51	15,02	0,45	3,00%
P11	8,3				P11	15,18			
P12	9,7				P12	18,78			
P12	8,7	8,87	0,76	8,61%	P12	13,81	16,65	2,56	15,35%
P12	8,2				P12	17,35			
P13	7				P13	12,67			
P13	8,6	7,73	0,81	10,45%	P13	15,34	14,12	1,35	9,57%
P13	7,6				P13	14,36			

Por fim, nos valores estimados do volume do *Pinus*, no levantamento de setembro de 2017, o DP variou de 0,004 a 0,017, enquanto o CV variou entre 16,76% a 64,07%. Já os valores para 2019 foram de 0,007 a 0,045 (DP) e de 9,20% a 44,19% (CV).

Volume do *Pinus* em 2017 e 2019

Ponto	Volume 2017 (m <sup>3</sup> )	Média	DP	CV	Ponto	Volume 2019 (m <sup>3</sup> )	Média	DP	CV
P1	0,030	0,029	0,008	29,06%	P1	0,096	0,092	0,017	18,50%
	0,037					0,108			
	0,021					0,075			
P2	0,031	0,039	0,007	18,90%	P2	0,119	0,108	0,033	30,49%
	0,040					0,074			
	0,046					0,139			
P3	0,034	0,032	0,008	24,40%	P3	0,086	0,095	0,011	11,62%
	0,024					0,107			
	0,040					0,093			
P4	0,023	0,035	0,016	46,81%	P4	0,064	0,091	0,032	35,35%
	0,032					0,127			
	0,055					0,088			
P5	0,032	0,022	0,008	36,13%	P5	0,095	0,078	0,016	20,28%
	0,017					0,077			
	0,020					0,064			
P6	0,034	0,038	0,008	21,17%	P6	0,080	0,110	0,029	26,66%
	0,034					0,116			
	0,048					0,138			
P7	0,034	0,037	0,006	16,76%	P7	0,102	0,095	0,010	10,16%
	0,044					0,099			
	0,033					0,084			
P8	0,023	0,029	0,008	27,23%	P8	0,060	0,102	0,045	44,19%
	0,027					0,109			
	0,038					0,150			
P9	0,027	0,023	0,004	17,12%	P9	0,080	0,098	0,015	15,73%
	0,020					0,107			
	0,022					0,107			
P10	0,038	0,030	0,008	25,50%	P10	0,083	0,096	0,012	12,30%
	0,031					0,099			
	0,023					0,107			
P11	0,023	0,026	0,017	64,07%	P11	0,080	0,073	0,007	9,20%
	0,046					0,070			
	0,014					0,068			
P12	0,022	0,017	0,005	26,95%	P12	0,121	0,087	0,031	35,81%
	0,013					0,059			
	0,017					0,087			
P13	0,017	0,014	0,004	28,46%	P13	0,040	0,055	0,016	28,95%
	0,016					0,072			
	0,009					0,055			

## APÊNDICE C – MEDIÇÕES DE UMIDADE VOLUMÉTRICA COM SONDA DE TDR

Foram realizadas seis campanhas de campo (11/08/17, 20/09/17, 04/10/17, 14/11/17, 22/08/18 e 12/12/18) nos 13 pontos de medições da umidade volumétrica do solo com sonda de TDR. Em cada ponto foram realizadas três medições sucessivas, no qual seus respectivos valores são apresentados abaixo com a média, DP e CV. Para o dia 11/08/17 o DP variou de 0,03 a 3,67, enquanto que o CV foi de 0,07% a 8,36%. Para o dia 20/09/17 o DP oscilou entre 0,13 a 4,59, ao mesmo tempo que o CV variou de 0,35% a 12,01%.

Medições do dia 11/08/17

Distância (m)	Ponto	Umidade Volumétrica (%)	Média	DP	CV
20	1	31,76			
20	1	31,93	32,12	0,48	1,51%
20	1	32,67			
40	2	40,64			
40	2	34,44	37,34	3,12	8,36%
40	2	36,94			
60	3	39,93			
60	3	39,45	39,63	0,27	0,67%
60	3	39,50			
80	4	41,69			
80	4	44,42	42,66	1,53	3,58%
80	4	41,87			
100	5	50,31			
100	5	51,81	49,99	2,00	4,00%
100	5	47,85			
120	6	41,85			
120	6	47,21	45,98	3,67	7,99%
120	6	48,88			
140	7	51,23			
140	7	48,51	48,81	2,27	4,66%
140	7	46,71			
160	8	41,56			
160	8	39,85	40,71	0,86	2,11%
160	8	40,73			
180	9	39,87			
180	9	38,34	38,84	0,89	2,28%
180	9	38,33			
200	10	49,61			
200	10	45,30	46,67	2,55	5,46%
200	10	45,09			
220	11	45,78			
220	11	47,41	46,95	1,02	2,17%
220	11	47,66			
240	12	48,05			
240	12	47,38	47,36	0,69	1,46%
240	12	46,66			
260	13	47,96			
260	13	47,94	47,93	0,03	0,07%
260	13	47,90			

Medições do dia 20/09/17

Distância (m)	Ponto	Umidade Volumétrica (%)	Média	DP	CV
20	1	31,04			
20	1	31,01	32,12	1,90	5,90%
20	1	34,31			
40	2	36,86			
40	2	31,23	34,15	2,82	8,27%
40	2	34,36			
60	3	38,79			
60	3	38,79	38,71	0,13	0,35%
60	3	38,56			
80	4	35,93			
80	4	38,90	38,07	1,88	4,93%
80	4	39,39			
100	5	47,27			
100	5	47,54	46,15	2,18	4,71%
100	5	43,64			
120	6	42,44			
120	6	38,88	38,22	4,59	12,01%
120	6	33,33			
140	7	38,83			
140	7	37,66	39,96	3,02	7,56%
140	7	43,38			
160	8	40,71			
160	8	36,86	38,80	1,92	4,96%
160	8	38,84			
180	9	42,85			
180	9	39,29	39,90	2,70	6,77%
180	9	37,56			
200	10	44,08			
200	10	44,14	43,90	0,36	0,81%
200	10	43,49			
220	11	40,13			
220	11	43,41	41,92	1,66	3,97%
220	11	42,23			
240	12	41,26			
240	12	41,48	40,30	1,86	4,61%
240	12	38,15			
260	13	44,09			
260	13	42,49	42,40	1,74	4,09%
260	13	40,62			



Para o dia 04/10/17 o DP variou de 0,23 a 5,47, enquanto que o CV foi de 0,51% a 14,73%. Já para o dia 14/11/17 o DP oscilou entre 0,36 a 2,44, ao mesmo tempo que o CV variou de 0,80% a 6,29%.

Medições do dia 04/10/17

Distância (m)	Ponto	Umidade Volumétrica (%)	Média	DP	CV
20	1	27,61			
20	1	32,72	31,02	2,95	9,52%
20	1	32,72			
40	2	40,87			
40	2	30,88	37,17	5,47	14,73%
40	2	39,76			
60	3	41,89			
60	3	41,99	41,47	0,83	1,99%
60	3	40,51			
80	4	38,84			
80	4	43,88	41,98	2,74	6,52%
80	4	43,22			
100	5	45,43			
100	5	47,09	46,11	0,87	1,88%
100	5	45,82			
120	6	43,98			
120	6	43,85	44,33	0,73	1,64%
120	6	45,17			
140	7	43,86			
140	7	47,02	44,72	2,01	4,49%
140	7	43,29			
160	8	39,08			
160	8	42,87	40,46	2,10	5,19%
160	8	39,41			
180	9	44,37			
180	9	46,23	43,96	2,50	5,68%
180	9	41,29			
200	10	45,73			
200	10	45,94	45,95	0,23	0,51%
200	10	46,19			
220	11	45,87			
220	11	44,70	45,32	0,59	1,30%
220	11	45,38			
240	12	44,36			
240	12	43,34	43,37	0,98	2,26%
240	12	42,40			
260	13	45,46			
260	13	45,32	45,20	0,34	0,75%
260	13	44,81			

Medições do dia 14/11/17

Distância (m)	Ponto	Umidade Volumétrica (%)	Média	DP	CV
20	1	33,32			
20	1	33,33	32,53	1,38	4,23%
20	1	30,94			
40	2	40,57			
40	2	42,90	40,81	1,98	4,85%
40	2	38,97			
60	3	42,67			
60	3	38,88	40,64	1,91	4,70%
60	3	40,36			
80	4	42,75			
80	4	41,52	42,92	1,49	3,46%
80	4	44,48			
100	5	44,21			
100	5	44,73	44,33	0,36	0,80%
100	5	44,05			
120	6	36,04			
120	6	39,85	38,82	2,44	6,29%
120	6	40,59			
140	7	43,99			
140	7	44,21	45,06	1,66	3,68%
140	7	46,97			
160	8	45,84			
160	8	46,63	45,88	0,73	1,60%
160	8	45,17			
180	9	41,44			
180	9	42,66	42,22	0,67	1,59%
180	9	42,55			
200	10	43,96			
200	10	44,76	44,67	0,68	1,51%
200	10	45,30			
220	11	43,84			
220	11	42,03	42,90	0,91	2,11%
220	11	42,82			
240	12	44,30			
240	12	42,81	42,99	1,24	2,88%
240	12	41,84			
260	13	43,31			
260	13	44,42	43,92	0,56	1,28%
260	13	44,02			

Para o dia 22/08/18 o DP variou de 0,04 a 5,38, enquanto que o CV foi de 0,10% a 16,20%. Por fim, para o dia 12/12/18 o DP oscilou entre 0,23 a 4,45, ao mesmo tempo que o CV variou de 0,55% a 13,04%.

Medições do dia 22/08/18

Distância (m)	Ponto	Umidade Volumétrica (%)	Média	DP	CV
20	1	33,51			
20	1	33,87	33,59	0,24	0,73%
20	1	33,40			
40	2	35,36			
40	2	29,84	33,82	3,48	10,29%
40	2	36,26			
60	3	34,92			
60	3	27,21	33,23	5,38	16,20%
60	3	37,57			
80	4	30,17			
80	4	34,04	32,80	2,28	6,95%
80	4	34,19			
100	5	31,93			
100	5	31,93	31,02	1,57	5,07%
100	5	29,21			
120	6	36,08			
120	6	34,70	35,40	0,69	1,95%
120	6	35,43			
140	7	40,02			
140	7	40,64	39,48	1,50	3,80%
140	7	37,79			
160	8	30,04			
160	8	39,85	35,17	4,92	13,98%
160	8	35,61			
180	9	40,31			
180	9	40,52	40,39	0,12	0,29%
180	9	40,33			
200	10	38,53			
200	10	38,46	38,46	0,07	0,17%
200	10	38,40			
220	11	41,08			
220	11	38,56	39,75	1,27	3,18%
220	11	39,62			
240	12	36,32			
240	12	36,27	36,30	0,04	0,10%
240	12	36,33			
260	13	30,41			
260	13	28,00	31,41	4,00	12,75%
260	13	35,82			

Medições do dia 12/12/18

Distância (m)	Ponto	Umidade Volumétrica (%)	Média	DP	CV
20	1	32,97			
20	1	32,95	33,21	0,43	1,29%
20	1	33,70			
40	2	40,32			
40	2	40,24	41,70	2,46	5,90%
40	2	44,54			
60	3	42,68			
60	3	42,21	41,94	0,90	2,15%
60	3	40,94			
80	4	41,74			
80	4	40,55	41,32	0,67	1,62%
80	4	41,68			
100	5	42,11			
100	5	42,50	42,23	0,23	0,55%
100	5	42,09			
120	6	37,77			
120	6	36,68	36,44	1,47	4,04%
120	6	34,86			
140	7	42,41			
140	7	37,74	38,16	4,05	10,62%
140	7	34,34			
160	8	44,87			
160	8	38,73	41,53	3,11	7,49%
160	8	40,99			
180	9	42,18			
180	9	42,82	41,38	1,96	4,75%
180	9	39,14			
200	10	45,72			
200	10	47,70	46,15	1,38	3,00%
200	10	45,04			
220	11	42,03			
220	11	43,51	43,36	1,26	2,90%
220	11	44,53			
240	12	29,00			
240	12	36,83	34,14	4,45	13,04%
240	12	36,59			
260	13	42,22			
260	13	42,35	42,60	0,55	1,30%
260	13	43,23			