

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

MARIA CLARA DE OLIVEIRA MARQUES

**INFLUÊNCIA DE VEGETAÇÃO FLORESTAL SECUNDÁRIA E DE GRAMÍNEA
NA HIDROLOGIA DE ENCOSTAS: subsídios aos estudos dos movimentos
gravitacionais de massa em Nova Friburgo (RJ)**



Dissertação de Mestrado

Rio de Janeiro

2016



Maria Clara de Oliveira Marques

INFLUÊNCIA DE VEGETAÇÃO FLORESTAL SECUNDÁRIA E DE GRAMÍNEA NA
HIDROLOGIA DE ENCOSTAS: subsídios aos estudos dos movimentos gravitacionais de
massa em Nova Friburgo (RJ)

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geografia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Geografia na Área de Concentração de Planejamento e Gestão Ambiental.

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Ana Luiza Coelho Netto

Co-orientador: Prof. Dr. Anderson Mululo Sato

Rio de Janeiro

2017

CIP - Catalogação na Publicação

M357i Marques, Maria Clara de Oliveira
Influência de vegetação florestal secundária e de gramínea na hidrologia de encostas: subsídios aos estudos dos movimentos gravitacionais de massa em Nova Friburgo (RJ) / Maria Clara de Oliveira Marques. -- Rio de Janeiro, 2016.
123 f.

Orientadora: Ana Luiza Coelho Netto.
Coorientador: Anderson Mululo Sato.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geografia, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2016.

1. Hidrologia. 2. Floresta secundária. 3. Gramínea. 4. Movimentos de massa. I. Coelho Netto, Ana Luiza, orient. II. Sato, Anderson Mululo, coorient. III. Título.

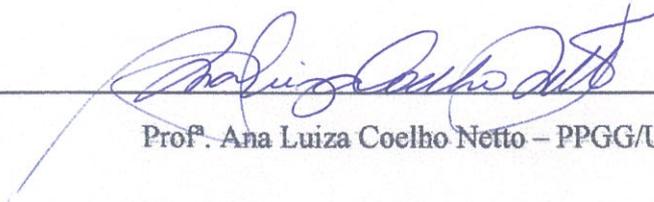
Maria Clara de Oliveira Marques

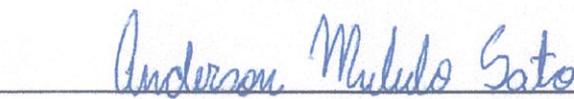
INFLUÊNCIA DE VEGETAÇÃO FLORESTAL SECUNDÁRIA E DE GRAMÍNEA NA
HIDROLOGIA DE ENCOSTAS: subsídios aos estudos dos movimentos gravitacionais de
massa em Nova Friburgo (RJ)

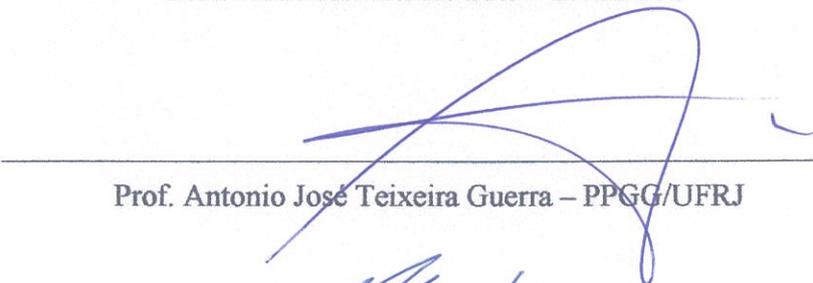
Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geografia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Geografia na Área de Concentração de Planejamento e Gestão Ambiental.

Aprovada em: 01/12/2016

Por:


Prof. Ana Luiza Coelho Netto – PPGG/UFRJ


Prof. Anderson Mululo Sato – IEAR/UFF


Prof. Antonio José Teixeira Guerra – PPGG/UFRJ


Prof. Mauricio Ehrlich – COPPE/UFRJ

A minha família que tanto amo.

AGRADECIMENTOS

Ao meu pai Luís e a minha mãe Elba por terem me dado a melhor educação possível, além de todas as condições materiais e emocionais que me permitiram concluir essa importante etapa na minha vida.

As minhas irmãs, Isabel e Luísa, com quem eu compartilhei todos os momentos de angústia e alegria. Sou grata pela amizade e compreensão.

A minha orientadora Prof. Ana Luiza pelos ensinamentos inspiradores, que permitiram meu crescimento não apenas na formação acadêmica, mas pessoalmente. Obrigada pela amizade e principalmente por me mostrar o quanto somos felizes fazendo aquilo que amamos.

Ao meu co-orientador Prof. Anderson Sato pela grande parceria, além da paciência nas inúmeras reuniões por videoconferência que foram fundamentais para realização desse trabalho.

A Daniele por ajudar nas questões operacionais e burocráticas e pelas conversas descontraídas. Ao Maguinho pelo companheirismo em campo e pelo seu humor contagiante que tornou todas as viagens mais divertidas. Ao Vinicius Ervatti, amigo sempre solícito, grata pela ajuda na elaboração dos mapas. Agradeço a Annita Vicente, Ana Luiza Faya, Thiago Carauta, Thiago Lago e a todos que colaboraram nas análises em laboratório e nos trabalhos de campo. Obrigada a todos do GEOHECO, tenho muito orgulho de fazer parte dessa equipe!

Agradeço também ao Carlinhos e Luizão pelas instruções nos ensaios de granulometria e pelo carinho desde a minha graduação. Agradeço aos parceiros do Laboratório de Geotecnia.

A Carla Antunes por sempre ter nos recebido com paciência e amorosidade na secretaria, tirando todas as nossas dúvidas e tornando as questões burocráticas do mestrado mais tranquilas.

Agradeço a Gisele Borges pelas conversas, risadas e conselhos que me ajudaram em vários momentos. Também ao grande e querido amigo Daniel Machado.

Agradeço ao Seu Adão, leitor de campo que contribuiu muito para o bom desenvolvimento desse trabalho.

Não posso deixar de agradecer a Tia Ivete pelo cuidado e carinho desde a minha infância.

Por fim agradeço ao CNPQ pela concessão da bolsa de estudo, permitindo minha completa dedicação na pesquisa.

Qualquer coisa que você possa fazer ou sonhar, você pode começar. A coragem contém, em si mesma, o poder, o gênio e a magia.

Johann Goethe

RESUMO

As vegetações assumem importância fundamental na estabilidade das encostas, uma vez que são capazes de influenciar a dinâmica das águas subsuperficiais e os mecanismos hidrológicos de deflagração dos movimentos de massa. As vegetações são consideradas favoráveis a estabilidade das encostas quando dissipam e reduzem as poro pressões da água, entretanto, são consideradas desfavoráveis em situações que convergem os fluxos e aumentam as poro pressões da água diminuindo a resistência ao cisalhamento dos solos. No desastre da região serrana do Rio de Janeiro, mais de 3.600 deslizamentos foram deflagrados durante um evento extremo de chuva, onde aproximadamente 25% ocorreram em coberturas de gramínea, enquanto mais de 60% ocorreram em coberturas de florestas em diferentes estágios de sucessão e estados de degradação, cujas funções hidrológicas não estariam plenamente recuperadas. Diante disso, esse estudo teve como objetivo analisar a influência dessas vegetações no comportamento hidrológico das encostas, quanto ao controle da umidade e saturação do solo e geração de fluxos subsuperficiais para o entendimento da deflagração dos deslizamentos nos eventos extremos de chuva. Duas encostas foram selecionadas no distrito de Campo do Coelho em Nova Friburgo (RJ) para o monitoramento hidrológico, incluindo precipitação, interceptação por método manual e automático, umidade do solo e fluxos subsuperficiais. A umidade do solo foi monitorada por sensores de matriz granular (GMS) e os fluxos por calhas coletoras em trincheiras nas profundidades de 0 cm, 20 cm, 50 cm, 100 cm, 150 cm e 220 cm, que também foram analisadas em relação a biomassa e comprimento de raízes grossas (> 2 mm) e finas (< 2 mm) e em relação as propriedades físicas do solo (granulometria, estabilidade de agregados e porosidade). Os resultados encontrados demonstraram diferenças expressivas de biomassa e comprimento de raízes grossas entre a vegetação de floresta (1.785 g/m³ e $40,1$ m/m³) e vegetação de gramínea ($121,2$ g/m³ e $6,4$ m/m³). A biomassa de raízes finas foi parecida entre as vegetações, encontradas até 100 cm na gramínea e até 200 cm na floresta. Em relação às propriedades físicas do solo, a principal diferença foi encontrada na maior estabilidade de agregados e porosidade na floresta, refletindo a melhor estruturação do solo pelas raízes. A interceptação florestal foi de 19% da precipitação, indicando a recuperação dessa função hidrológica, além disso, o monitoramento automático se mostrou confiável ($R^2 = 0,98$) e interessante pela possibilidade de sincronização com a precipitação. As raízes florestais favoreceram a entrada e retirada de umidade ao longo de todo o perfil, ao passo que na gramínea as profundidades de 100 cm, 150 cm e 220 cm apresentaram conservação da umidade ($- 20$ kPa) durante todo o monitoramento. Nas fortes chuvas, entretanto, ambas as vegetações favoreceram a saturação do solo ($- 3$ kPa) que na gramínea ocorreu até 50 cm enquanto na floresta ocorreu

a partir de 100 cm. Os fluxos subsuperficiais foram gerados até 50 cm na gramínea e 150 cm na floresta, entretanto, os maiores valores na floresta mesmo em condições secas do solo reforçam o favorecimento dos fluxos preferenciais pelas raízes arbóreas.

Palavras-chave: Hidrologia, floresta secundária, gramínea, sucção, fluxos subsuperficiais, movimentos de massa.

ABSTRACT

Vegetations are of fundamental importance in slope stability, since they are able to influence the dynamics of subsurface flow and the hydrological mechanisms of triggering mass movement. Vegetations are considered favorable to slope stability when they dissipate and reduce pore water pressures, however, they are considered unfavorable in situations where flows converge and increase pore water pressures reducing shear strength. The disaster in the mountainous region of Rio de Janeiro, where more than 3,600 landslides were triggered during an extreme rain event, where approximately 25% occurred in grass coverage, while more than 60% occurred in forest coverage in different stages of succession and states of degradation, whose hydrologic functions would not be fully recovered. Therefore, this study aimed to analyze the influence of these vegetations on the hydrological behavior of the slopes, as the control of humidity and soil saturation and generation of subsurface flows to understanding the triggering of landslides in extreme rainfall events. Two slopes were selected in Campo do Coelho district of Nova Friburgo (RJ) for the hydrological monitoring, including precipitation, interception by manual and automatic method, soil moisture and subsurface flows. Soil moisture was monitored by granular matrix sensors (GMS) and flows by collecting troughs in trenches at depths of 0 cm, 20 cm, 50 cm, 100 cm, 150 cm and 220 cm, which were also analyzed for biomass and length of thick roots (> 2 mm) and thin roots (< 2 mm) and for the soil physical properties (particle size, aggregate stability and porosity). The results showed significant differences in biomass and length of thick roots of the forest vegetation (1.785 g/m³ and 40.1 m/m³) and grassy vegetation (121.2 g/m³ and 6.4 m/m³). The fine root biomass was similar between the vegetation, found up to 100 cm in the grass and up to 200 cm in the forest. Regarding the physical properties of the soil, the main difference was found in the more stable aggregates and porosity in the forest, reflecting the better structuring soil by the roots. The forest interception was 19% of the precipitation, indicating the recovery of hydrologic function. Furthermore, the automatic monitoring proved reliable ($R^2 = 0.98$) and interesting possibility for synchronization with precipitation. The forest roots favored entry and removes moisture throughout the profile, whereas the grassy depths of 100 cm, 150 cm and 220 cm presented moisture conservation (-20 kPa). In heavy rain, however, both favor the vegetation soil saturation (-3 kPa) in which grass was up to 50 cm, while the Forest occurred from 100 cm. Subsurface flows were generated up to 50 cm in grass and up to 150 cm in forest, however, the highest values in the forest even in dry soil conditions reinforce the preferential flows by tree roots.

Keywords: Hydrology, secondary forest, grass, suction, subsurface flow, mass movements.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	16
2 OBJETIVOS	21
2.1 Objetivo geral.....	21
2.2 Objetivos específicos.....	21
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	22
3.1 Ciclo Hidrológico	22
3.2 Rotas de fluxo de água nas encostas	24
3.3 Água no solo	27
3.4 Hidrologia florestal.....	32
3.4.1 Intercepção.....	33
3.4.2 Influência das raízes na regulação da umidade do solo e na estabilidade de encostas	37
4 ÁREA DE ESTUDO	43
4.1 Trincheiras	45
5 MATERIAIS E MÉTODOS	48
5.1 Monitoramento da precipitação	48
5.2 Monitoramento da intercepção	49
5.3 Abertura de trincheiras e análise da densidade de raízes.....	50
5.3.1 Raízes grossas.....	50
5.3.2 Raízes finas	52
5.4 Análise das propriedades físicas do solo	53
5.5 Medição da umidade do solo e da geração de fluxo subsuperficial	54
6 RESULTADOS E DISCUSSÕES	58
6.1 Precipitação	58
6.2 Intercepção.....	63
6.3 Raízes	68
6.3.1 Raízes grossas.....	68
6.3.2 Raízes finas	73
6.4 Propriedades físicas.....	74
6.4.1 Granulometria	74
6.4.2 Densidade real dos grãos.....	78
6.4.3 Estabilidade de agregados	79
6.4.4 Porosidade	81
6.5 Variação da sucção do solo e geração de fluxo subsuperficial	83
6.5.1 Análise comparativa por profundidade.....	88

6.5.2 Análise por períodos chuvosos	99
7 CONCLUSÕES.....	107
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	110
ANEXO I – Composição granulométrica.....	122

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 Movimentos e mudanças do estado da água no ciclo hidrológico. Extraído de Braga et al. (2005).....	23
Figura 2 Rotas de fluxo de água, onde: FSH = fluxo superficial hortoniano, FSSch = fluxo subsuperficial de chuva, FSSat = fluxo superficial de saturação, FS = fluxo subterrâneo. Extraído de Dunne & Leopold (1978) e modificado por Coelho Netto (1994).	25
Figura 3 a) Componentes da ascensão capilar. Extraído de Selby (1993). b) Tensão superficial entre a água e as partículas do solo. Extraído de Coelho Netto (1994).....	28
Figura 4 Curvas de conteúdo de água versus sucção durante drenagem e umedecimento. Extraído de Hillel (1998).....	30
Figura 5 Componentes da interceptação: precipitação (P), evapotranspiração (ET), armazenamento nas copas (Ac), atravessamento pelas copas (At), fluxo de tronco (Ft), armazenamento na serapilheira (As) e precipitação terminal (Pt). Extraído de Coelho Netto (1994)	35
Figura 6 Mecanismos dos fluxos no horizonte O1 e na malha de raízes finas no horizonte O2. Extraído de Coelho Netto (1994).....	36
Figura 7 Sistemas radiculares do tipo plate roots (a), heart roots (b) e tap roots (c). Extraído de Stokes et al. (2008).	38
Figura 8 Mapa de localização da área de estudo.	45
Figura 9 Localização da Trincheira 1 na área de floresta e da Trincheira 2 na área de gramínea.	47
Figura 10 a) Pluviômetro automático a esquerda e pluviômetro manual a direita. b) Dados de precipitação sendo baixados do pluviômetro automático.....	49
Figura 11 a) Calha coletora de fluxo de atravessamento. b) Detalhe do reservatório.....	50
Figura 12 Locais de abertura das trincheiras. a) Trincheira 1 na área de floresta. Extraído de Fraga (2014). b) Trincheira 2 na área de gramínea.	51
Figura 13 a) Aprofundamento da Trincheira 1. b) Peneiramento do solo e coleta de raízes grossas na área de gramínea. c) Raízes mortas em decomposição na área de gramínea. d) Bloco de rocha na área de floresta.	52
Figura 14 a) Retirada de amostra com anel de kopeck e amostrador. b) Lavagem da amostra no conjunto de peneiras para posterior separação das raízes finas. c) Raízes finas separadas por profundidade e etiquetadas antes de serem levadas à estufa.	53

Figura 15 Instalação de calhas coletoras de fluxo subsuperficial. a) Delimitação das profundidades e posicionamento das folhas de alumínio. b) Detalhe da folha de alumínio acoplada a calha coletora.....	55
Figura 16 Trincheiras com calhas coletoras de fluxo subsuperficial. a) Trincheira 1. b) Trincheira 2.	55
Figura 17 Esquema da posição dos sensores de matriz granular (azul) e do sensor de temperatura (vermelho) instalados acima das trincheiras e conectados ao datalogger (WM).	57
Figura 18 a) Perfuração com trado manual. b) Preenchimento do furo com lama preparada com o solo retirado e inserção dos sensores com auxílio de canos de pvc. c) Conexão dos sensores no datalogger.	57
Figura 19 Sistema de monitoramento da umidade do solo e geração de fluxo subsuperficial nas trincheiras. a) Trincheira 1. b) Trincheira 2.....	57
Figura 20 Histograma de precipitação anual da estação Fazenda Mendes (1950 a 2015).	58
Figura 21 Distribuição mensal da precipitação de 2015 e 2016, média mensal, média mais desvio padrão, média menos desvio padrão e média dos três anos mais chuvoso e dos três anos mais secos da série temporal.	59
Figura 22 Frequência das classes de precipitação da estação Campo do Coelho (2015 - 2016) e da estação Fazenda Mendes (1950 - 2014).....	61
Figura 23 Frequência das classes de precipitação por mês (2015 e 2016).....	62
Figura 24 Correlação entre precipitação e coeficiente de variação das medidas de atravessamento.	63
Figura 25 Correlação entre precipitação e atravessamento.	64
Figura 26 Distribuição mensal da precipitação e do atravessamento e valores percentuais de interceptação de cada mês durante o período de monitoramento.....	66
Figura 27 Correlação entre as medidas de atravessamento obtidas pelo método convencional e pelo método automático.	67
Figura 28 Sincronização da precipitação e atravessamento em intervalos de 15 min.....	67
Figura 29 Distribuição vertical da densidade de biomassa de raízes grossas (> 2 mm) na floresta e na gramínea.....	68
Figura 30 Distribuição vertical da densidade de comprimento de raízes grossas (>2 mm) na floresta e gramínea.....	71
Figura 31 Densidade de biomassa de raízes finas nas áreas de floresta e gramínea.	74
Figura 32 Composição granulométrica na análise com uso de defloculante.....	77
Figura 33 Composição granulométrica na análise sem uso de defloculante.....	77

Figura 34 Densidade real dos grãos por profundidade nas áreas de floresta e gramínea.	78
Figura 35 Porcentagem dos agregados de diferentes classes de diâmetro por profundidade na floresta.	80
Figura 36 Porcentagem dos agregados de diferentes classes de diâmetro por profundidade na gramínea.	80
Figura 37 Porosidade (%) por profundidade nas áreas de floresta e gramínea.	82
Figura 38 a) Raiz grossa decomposta na profundidade de 10 cm na floresta. b) Raízes grossas em profundidade não especificada na floresta. c) Raiz grossa decomposta na profundidade de 40 cm na gramínea. d) Macroporo na profundidade de 75 cm na gramínea.	83
Figura 39 Sucção média total por profundidade na área de floresta e na área de gramínea.....	84
Figura 40 Variação da sucção (- kPa) no perfil na área de floresta.	86
Figura 41 Variação da sucção (- kPa) no perfil na área de gramínea.	86
Figura 42 Fluxos gerados no perfil na área de floresta.	87
Figura 43 Fluxos gerados no perfil na área de gramínea.	87
Figura 44 Árvore próxima da Trincheira 1 contribuindo com fluxos de tronco para os escoamentos superficiais.	89
Figura 45 a) Área de gramínea após incêndio. b) Acúmulo de sedimentos carreados na primeira calha da Trincheira 2.	89
Figura 46 Variação da sucção na superfície (0 cm) na floresta e gramínea.	95
Figura 47 Correlação dos valores de precipitação e fluxo na floresta e gramínea na superfície (0 cm).	95
Figura 48 Variação da sucção na profundidade de 20 cm na floresta e gramínea.	96
Figura 49 Correlação dos valores de precipitação e fluxo na floresta e na gramínea na profundidade de 20 cm.	96
Figura 50 Variação da sucção na profundidade de 50 cm na floresta e gramínea.	97
Figura 51 Variação da sucção na profundidade de 100 cm na floresta e gramínea.	97
Figura 52 Variação da sucção na profundidade de 150 cm na floresta e gramínea.	98
Figura 53 Variação da sucção na profundidade de 220 cm na floresta e gramínea.	98
Figura 54 Variação da sucção e geração de fluxo no perfil da floresta entre 23/10/2015 e 11/11/2015.	100
Figura 55 Variação da sucção e geração de fluxo no perfil da gramínea entre 23/10/2015 e 11/11/2015.	101
Figura 56 Variação da sucção e geração de fluxo no perfil da floresta entre 12/01/2016 e 31/01/2016.	102

Figura 57 Variação da sucção e geração de fluxo no perfil da gramínea entre 12/01/2016 e 31/01/2016.....	103
Figura 58 Gotejamento a partir de uma raiz grossa localizada na parede lateral esquerda da Trincheira 1.	106

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 Ocorrência de dias chuvosos por classes de precipitação com as respectivas porcentagens da estação Campo do Coelho (2015 e 2016) e da estação Fazenda Mendes (1950 a 2014).	62
Tabela 2 Densidade de biomassa de raízes grossas (g/m^3) por profundidade e contribuição percentual em parêntesis.....	68
Tabela 3 Densidade de biomassa de raízes grossas (g/m^3) por classes de diâmetro e contribuição percentual em parêntesis.....	69
Tabela 4 Densidade de biomassa de raízes grossas (g/m^3) por classes de diâmetro e profundidade e contribuição percentual em parêntesis.....	70
Tabela 5 Distribuição da densidade de comprimento de raízes grossas (m/m^3) por profundidade e contribuição percentual em parêntesis.....	71
Tabela 6 Densidade de comprimento de raízes grossas (m/m^3) e contribuição percentual em parêntesis de biomassa de raízes grossas por classes de diâmetro.	72
Tabela 7 Densidade de comprimento de raízes grossas (m/m^3) e contribuição percentual em parêntesis de biomassa de raízes por classes de diâmetro e profundidade.....	72
Tabela 8 Densidade de biomassa de raízes finas e desvio padrão (DP) por profundidade nas áreas de floresta e gramínea.....	74
Tabela 9 Diâmetro médio ponderado (DMP), diâmetro médio geométrico (DMG) e índice de estabilidade de agregados (IEA) por profundidade na floresta e gramínea.....	81
Tabela 10 Índice de vazios (e) e porosidade (n) em porcentagem por profundidade nas áreas de floresta e gramínea.....	82
Tabela 11 Valores da composição granulométrica (%) na análise com uso de defloculante.	123
Tabela 12 Valores da composição granulométrica (%) na análise sem uso de defloculante.	123

1 INTRODUÇÃO

Os movimentos de massa são processos naturais da dinâmica do relevo e por conseguinte da evolução geomorfológica de regiões montanhosas, mas que vêm despertando preocupações pelos grandes danos causados às sociedades (MEIS & SILVA, 1968; FERNANDES & AMARAL, 1996). Os movimentos de massa são considerados desastres quando perturbam gravemente o funcionamento de uma sociedade, causando perdas humanas, materiais, econômicas ou ambientais, que excedem a capacidade das mesmas de lidar com seus próprios recursos (UNISDR, 2009).

Nas últimas décadas os desastres provocados por fenômenos naturais tiveram um aumento expressivo como consequência do acelerado aumento demográfico e da segregação sócio-espacial, que levam cada vez mais pessoas a ocuparem áreas de risco, da falta de planejamento e uso ineficiente das bacias hidrográficas, como desmatamento e impermeabilização do solo e também das mudanças climáticas (KOBİYAMA, 2006; TOMINAGA, 2009). Todos esses fatores influenciam a vulnerabilidade das sociedades frente a um fenômeno natural, determinando portanto a magnitude do evento catastrófico (ALCÁNTARA-AYALA, 2002). Muitas vezes a intensificação da ocorrência dos desastres naturais se dá pela própria intervenção das atividades humanas que modificam as relações entre os fatores condicionantes dos fenômenos (SIDLE et al., 1985; FERNANDES & AMARAL, 1996).

No Brasil, apesar dos desastres hidrológicos (inundações) e climatológicos (secas) responderem por mais de 90% dos eventos, dos afetados, da morbidade e dos diretamente expostos, os desastres geofísicos (deslizamentos) apresentam a maior letalidade, com uma média de 1,9 óbitos por evento (FREITAS et al., 2014)¹. De acordo com a Pesquisa de Informações Básicas Municipais – MUNIC (IBGE, 2014), as grandes áreas urbanas brasileiras são fortemente atingidas por deslizamentos, o que está diretamente relacionado com a ocupação e intervenção em ecossistemas frágeis, construção de moradias irregulares, cortes de estradas, aterros, que combinados com a infiltração da água da chuva favorecem a ocorrência desse fenômeno.

Os deslizamentos são definidos como movimentos gravitacionais descendentes para fora da encosta de solo, rocha e/ou vegetação sem ação direta da água como agente

¹Vale ressaltar que na classificação do EM-DAT, os desastres hidrológicos englobam também os “deslizamentos úmidos”, quando associados às condições hidrológicas e meteorológicas e os desastres geofísicos englobam os “deslizamentos secos”, esses associados aos terremotos (KOBİYAMA et al., 2012).

transportador (SELBY, 1993; TOMINAGA, 2007). Uma grande variedade de materiais e processos estão envolvidos nos deslizamentos, cujas distinções consideram pelo menos critérios como: velocidade e mecanismo do movimento; material; geometria da massa mobilizada; e conteúdo de água, gerando, portanto, várias classificações de movimentos de massa na literatura (SELBY, 1993). No Brasil, se destaca o trabalho de Guidicini e Nieble (1984) que de forma simplificada os divide em escoamentos (rastejos e corridas), escorregamentos (rotacionais e translacionais), subsidências e movimentos complexos (GUIDICINI & NIEBLE 1984; FERNANDES & AMARAL, 1996).

Os movimentos de massa são condicionados por uma complexa interação entre fatores geológicos, geomorfológicos e geoecológicos que influenciam na estabilidade das encostas, como características lito-estruturais e tectônicas, relação entre a morfologia e a hidrologia das encostas e vegetação (VARNES, 1984; FERNANDES et al., 2001). De acordo com Guidicini & Nieble (1984), todos esses fatores são características intrínsecas e predisponentes do ambiente que em interação determinam o lugar e o mecanismo de determinado agente na deflagração dos movimentos de massa. Já os agentes podem ser vários, como terremoto, erosão, variação de temperatura, oscilação do lençol freático, desmatamento, ação antrópica e chuva intensa, sendo essa considerada o principal agente deflagrador dos deslizamentos nas regiões tropicais.

É amplamente discutido na literatura a relação dos deslizamentos com as precipitações. Segundo Augusto Filho e Virgili (1998), as chuvas influenciam nos processos de instabilização das encostas, porque relacionam-se diretamente com a dinâmica das águas superficiais e subsuperficiais. De forma geral, os mecanismos hidrológicos de ruptura das encostas estão associados à diminuição da resistência ao cisalhamento do solo decorrente das variações de poro-pressão da água, quando esse se encontra saturado ou perto da saturação (SELBY, 1993). A perda da sucção e conseqüentemente da coesão aparente relacionada ao avanço da frente de umidade e à flutuação do nível do lençol freático, destaca-se como o mecanismo mais comum de deflagração dos deslizamentos nos maciços terrosos no sudeste brasileiro. No entanto, vale destacar que outros podem ocorrer, como a própria pressão da infiltração e a diminuição dos agregados do solo durante os eventos de chuva (SELBY, 1993; AUGUSTO FILHO & VIRGILI, 1998; LACERDA, 2007).

Nesse sentido, a vegetação assume importância fundamental na estabilização das encostas uma vez que é capaz de influenciar a dinâmica das águas superficiais e subsuperficiais (TUCCI & CLARKE, 1998) e conseqüentemente os mecanismos hidrológicos deflagradores dos deslizamentos. Vários estudos, portanto, têm buscado compreender o papel das vegetações

na estabilidade das encostas (PRANDINI, et al., 1977; GREENWAY, 1987; ZIEMER, 1981; STOKES et al., 2009; GHESTEM, et al., 2011), demonstrando, no entanto, que essa questão não é simples devido à complexidade dos fatores envolvidos na própria dinâmica biológica dos vegetais, como também dos fatores envolvidos que condicionam os movimentos de massa.

Vegetações florestais normalmente são consideradas favoráveis à estabilização das encostas pois atuam na interceptação das chuvas, no aumento da capacidade de infiltração pela presença de raízes e na retirada da água do solo pela evapotranspiração (GREENWAY, 1987). Vários estudos também demonstram que em solos florestais, a alta agregação e presença de raízes permitem a existência de macroporos interconectados que atuam como sistemas ou canais preferenciais de fluxos de água, sendo os responsáveis pela boa drenagem dos solos e rápida resposta dos canais de drenagem às precipitações (HEWLETT & HIBBERT, 1965; BEVEN & GERMANN, 1985; SIDLE et al., 2001). A drenagem eficiente, bem como a retirada da umidade do solo pela evapotranspiração levariam, portanto, à dissipação e redução das poro-pressões positivas da água e aumento da resistência ao cisalhamento dos solos (GREENWAY, 1987; GHESTEM et al., 2011).

Desse modo, vegetações florestais são consideradas desfavoráveis em situações que aumentam as poro-pressões positivas, que podem ocorrer quando esses canais preferencias de infiltração (pipes) são obstruídos ou excedidos nas suas capacidades de transmissão de água (UCHIDA, 2004) ou quando a arquitetura das raízes convergem os fluxos para zonas críticas das encostas promovendo instabilidade (GHESTEM et al., 2011). Quanto a esse aspecto, raízes pouco desenvolvidas como de vegetações rasteiras também favorecem a concentração de fluxos nas camadas mais superficiais do solo potencializando a ocorrência dos deslizamentos (COELHO NETTO, 2005). Além dos mecanismos hidrológicos, os mecanismos mecânicos das florestas também podem ser favoráveis quando incrementam a resistência ao cisalhamento ou desfavoráveis quando aumentam a tensão de cisalhamento. Embora normalmente sejam analisado separados, ambos os mecanismos devem ser considerados de forma integrada quando busca-se compreender os processos de estabilização das encostas pelas vegetações (GHESTEM et al., 2011).

A Serra do Mar, localizada nas regiões sul e sudeste do Brasil, devido ao seu relevo acidentado de difícil ocupação, apresenta ainda um dos maiores remanescentes contínuos de Mata Atlântica, sendo caracterizada ao mesmo tempo pela recorrência dos movimentos de massa associados às chuvas intensas (GUIDICINI & IWASA, 1977; PLOEY & CRUZ, 1979; OLIVEIRA et al., 2012, LACERDA et al., 2016). Dentre os registros, destaca-se o evento de janeiro de 2011 que foi considerado o maior desastre natural da história brasileira, causando

mais de 1.500 mortes nos municípios de Nova Friburgo, Teresópolis, Petrópolis, Sumidouro e Bom Jardim, no Estado do Rio de Janeiro. A maioria dos escorregamentos foram do tipo translacionais rasos em encostas superiores a 30°, com superfície de ruptura entre 0,5 e 2,0 m, que foram deflagrados por chuvas intensas, atingindo valor acumulado perto da média mensal em menos de 10 horas. Esse grande aporte de chuva seguido dos meses chuvosos antecedentes, associados também às condições geológicas, geomorfológicas, de ocupação e vegetacionais propiciaram a ocorrência dos deslizamentos dessa magnitude (AVELAR et al., 2011; COELHO NETTO et al., 2013).

Com relação à vegetação, um primeiro mapeamento de caracterização do evento demonstrou que aproximadamente 25% dos deslizamentos ocorreram em encostas cobertas por gramínea, enquanto que 64% ocorreram em encostas cobertas por florestas. Evidências de campo, no entanto, demonstraram que esses fragmentos florestais estariam em estágios secundários iniciais de sucessão e em diferentes estados de degradação, cujos sistemas radiculares apesar de permitirem a infiltração da água, não eram desenvolvidos o suficiente para exercer a ancoragem dos solos (COELHO NETTO et al., 2013). Fraga (2014) buscou compreender as características das florestas na região que poderiam influenciar a estabilidade das encostas, observando que um fragmento florestal em estágio mais avançado de sucessão (50 anos) estava na verdade apresentando dificuldades de regeneração de suas funções hidrológicas, visto a alta quantidade de espécies pioneiras e secundárias iniciais, indivíduos mortos e comprimento de raízes. Em relação a um fragmento florestal em estágio menos avançado de sucessão (20 anos), a permeabilidade do solo foi um pouco maior, não apresentando porém diferenças significativas.

Um evento extremo semelhante ocorrido no Maciço da Tijuca (RJ) em fevereiro de 1996 detonou centenas de deslizamentos, dos quais 14% ocorrem em coberturas de florestas conservadas, 42% em coberturas de florestas degradadas e 43% em coberturas de gramíneas (OLIVEIRA et al., 1996). Segundo Oliveira et al. (2012) os remanescentes da Mata Atlântica encontram-se atualmente em diferentes estágios de sucessão, que constitui verdadeiros mosaicos vegetacionais com diferentes funções ecossistêmicas, principalmente as que se referem às funções hidrológicas e mecânicas de estabilidade das encostas. A intensa devastação e uso pretérito do solo, bem como os atuais desmatamentos inibem o processo de sucessão ecológica e a recuperação plena das funções ecossistêmicas dos ambientes florestais, tornando-os mais susceptíveis à ocorrência de novos movimentos de massa nos eventos fortes de chuva (COELHO NETTO, 2005; OLIVEIRA et al., 2012).

Levando em consideração que coberturas vegetais, nos seus diferentes estágios de sucessão e estados de conservação, são capazes de alterar a dinâmica das águas subsuperficiais e, conseqüentemente, os mecanismos hidrológicos de estabilização das encostas, o presente estudo busca investigar o comportamento hidrológico, através de monitoramento contínuo, de duas coberturas vegetais representativas da área de ocorrência dos deslizamentos na região serrana do Rio de Janeiro, em janeiro de 2011, sendo elas coberturas de floresta secundária e gramínea, como subsídio à compreensão dos movimentos de massa que ocorrem na região Serrana do estado do Rio de Janeiro. A hipótese investigada é que essas vegetações regulam diferentemente a umidade do solo, por conseguinte a geração dos fluxos subsuperficiais, capaz de deflagrar os movimentos de massa.

É importante ressaltar que este estudo está dando prosseguimento a uma série de outros estudos desenvolvidos na região sobre as características geológicas e dos substratos na alteração dos fluxos na zona saturada e não saturada desencadeadores de rupturas nas encostas (SILVA, 2014), as diferenças de condutividade hidráulica associadas aos sistemas radiculares e às propriedades físicas do solo entre fragmentos florestais em diferentes estágios sucessionais (FRAGA, 2015), elaboração de parâmetros que modelam o índice de eficiência de drenagem buscando sua correlação com a ocorrência dos movimentos de massa (LIMA, 2015) e o incremento de resistência ao cisalhamento conferido pelos sistemas radiculares em solos colúviais na presença e ausência de raízes florestais (JOSÉ, 2016).

Este estudo está sendo realizado no âmbito do grupo de pesquisa GEOHECO - Laboratório de Geo-Hidroecologia sob coordenação da Prof.^a Ana Luiza Coelho Netto, vinculado aos projetos de pesquisa “Vulnerabilidade do Meio Ambiente e Deslizamentos Catastróficos no Domínio Montanhoso do Estado do Rio de Janeiro: condicionantes e mecanismos associados ao evento extremo de chuvas de janeiro de 2011” financiado pela FAPERJ (Edital FAPERJ 19/2011 - Pensa Rio, processo E-26/110.633/2012), “Mapeamentos de Suscetibilidade, Perigo e Risco aos Movimentos de Massa como Base de Análise da Percepção do Risco e da Sensibilidade ao Sistema de Alerta em Nova Friburgo” financiado pela FAPERJ (Edital FAPERJ 28/2012 – Prioridade Rio, processo E-26/112.607/2012) e “Deslizamentos Catastróficos na Região Serrana do Rio de Janeiro: condicionantes e mecanismos do evento extremo de chuvas de janeiro de 2011” financiado pelo CNPQ (Edital Universal 14/2012, processo 483.710/2012-1).

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Investigar a influência de coberturas vegetais do tipo floresta secundária e gramínea no comportamento hidrológico de encostas, quanto à regulação da umidade do solo, formação de zonas de saturação e geração de fluxo subsuperficial para o entendimento da deflagração de deslizamentos em eventos de precipitações intensas.

2.2 Objetivos específicos

- Monitorar a hidrologia de encostas, incluindo, precipitação, interceptação florestal, umidade do solo e geração de fluxo subsuperficial em diferentes profundidades;
- Caracterizar qualitativamente e quantitativamente a rizosfera;
- Caracterizar as propriedades físicas do solo associadas ao comportamento hidrológico.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Ciclo Hidrológico

O ciclo hidrológico é a circulação da água sob diferentes estados físicos entre a atmosfera, a terra e os oceanos. A água proveniente da atmosfera que atinge a superfície terrestre é conhecida como precipitação, que nas regiões tropicais ocorre principalmente sob a forma de chuva. A precipitação ocorre no momento em que o vapor de água atmosférico atinge seu ponto de saturação e gotículas começam a ser formadas e condensadas até atingirem um peso que supere as forças que as mantêm em suspensão (FREEZE & CHERRY, 1979; SELBY, 1993).

Essas gotículas em mistura com o vapor de água e o ar constituem as nuvens, que são formadas por diferentes processos de ascensão do ar úmido, dando origem a diferentes classificações das precipitações, sendo elas: i) precipitações convectivas, formadas pela ascensão do ar úmido bruscamente devido às correntes de ar convectivas; ii) precipitações orográficas, formadas pela ação física do relevo, que forçam a ascensão do ar úmido; e iii) precipitações frontais ou ciclônicas que provêm da entrada de massas de ar quentes ou frias sob ou sobre outras massas de ar (TUCCI & BERTONI, 1993).

Durante a queda, parte da precipitação pode ser evaporada diretamente antes de atingir os cursos de água e/ou a superfície terrestre, onde na maioria das vezes é interceptada pela vegetação. Ao atingir os cursos de água, a vegetação e o solo, a água pode também retornar à atmosfera pela evaporação ou pela transpiração biológica, que somadas constituem a evapotranspiração (COELHO NETTO, 1994; BRAGA, 2005).

A parcela da precipitação que atravessa a vegetação atingindo, finalmente, o solo pode ser retida temporariamente por suas depressões, infiltrada ou escoada diretamente para os canais de drenagem. A água que infiltra no solo primeiro preenche seus vazios na zona não saturada, cujo excedente pode tanto fluir lateralmente, formando os fluxos subsuperficiais, como fluir verticalmente, recarregando os reservatórios de água subterrânea na zona saturada (FREEZE & CHERRY, 1979; SELBY, 1993).

Tanto os fluxos subsuperficiais, como os fluxos subterrâneos mais profundos acabam eventualmente seguindo para os fundos de vale, recarregando e mantendo os canais de drenagem. Estes, também conhecidos como fluxos superficiais canalizados, desaguam nos oceanos, de onde a água evapora fechando o ciclo hidrológico (FREEZE & CHERRY, 1979).

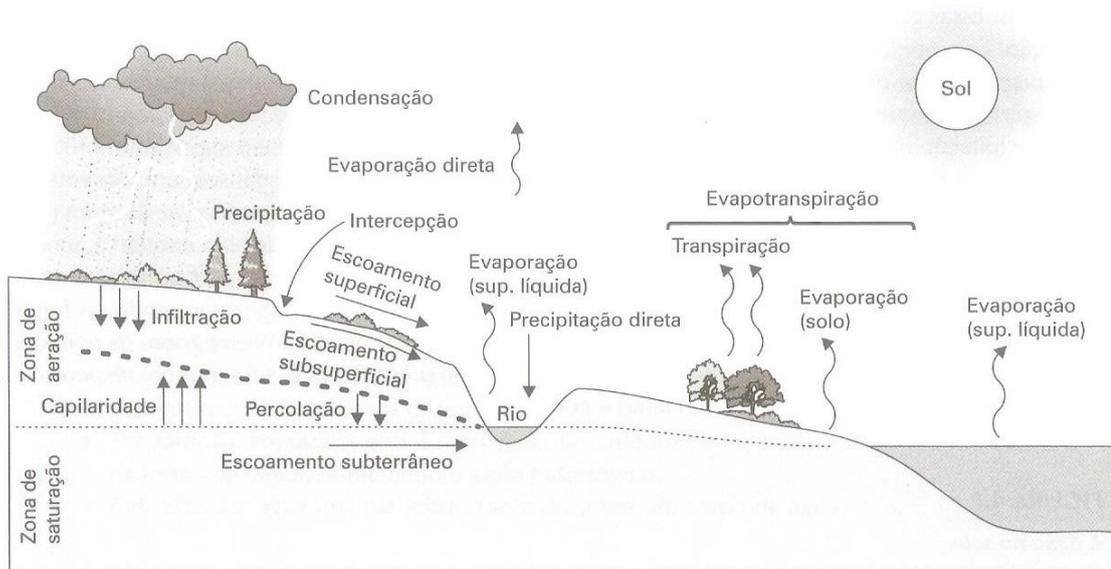


Figura 1 Movimentos e mudanças do estado da água no ciclo hidrológico. Extraído de Braga et al. (2005).

A distribuição da precipitação sobre a superfície terrestre é bastante complexa devido à influência de vários fatores, tais como o caráter das massas de ar predominantes, a distância a partir dos grandes corpos hídricos, a topografia, entre outros. De forma geral, as principais áreas onde as chuvas são mais elevadas estão localizadas nos trópicos, compreendendo a Zona de Convergência Intertropical na região equatorial, as zonas de perturbações atmosféricas que dão origem às massas de ar nas latitudes médias e as áreas localizadas a barlavento das cadeias montanhosas (AYOADE, 2013; MCGREGOR & NIEUWOLT, 1998)

Além dos totais de precipitação elevados, os trópicos também são marcados pela distribuição sazonal das precipitações, com maior ocorrência das chuvas durante o verão, sendo o inverno relativamente mais seco (AYOADE, 2013). No entanto, é importante ressaltar que algumas regiões tropicais apresentam regimes de chuvas bastante distintos desse padrão por interferência de diversos fatores que podem atuar regionalmente ou localmente, sendo os mais significativos a convecção das massas de ar e o efeito orográfico (MCGREGOR & NIEUWOLT, 1998).

O sudeste brasileiro apresenta um regime de chuva altamente sazonal, com verão chuvoso especialmente nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro e inverno seco especialmente nos meses de junho, julho e agosto, apresentando um total de chuva média anual entre 1500 e 2000 mm. Essa grande quantidade de chuva, bem como sua variabilidade na distribuição anual são influenciadas diretamente por sistemas meteorológicos de macro e mesoescala, em especial os sistemas frontais e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (ALVES et al., 2002; VASCONCELLOS, 2008).

Os sistemas frontais são os principais responsáveis pela precipitação na região sudeste durante o ano todo, através da incursão da massa polar atlântica em duas rotas principais, uma pelo interior do continente e outra pelo litoral/oceano atlântico. No inverno, quando ocorre um maior resfriamento relativo do continente, a massa polar avança preferencialmente pelo continente impondo suas características de baixas temperaturas e maior estabilidade atmosférica. No verão, a massa polar recua pelo aquecimento do continente e avança preferencialmente pelo litoral/oceano, provocando as chuvas de verão, que no litoral sudeste são mais acentuadas pelo efeito orográfico da Serra do Mar (BORSATO, 2015; NETO, 1994). Além desse sistema, o sudeste sofre forte influência também da ZCAS, que se forma no verão por intensas atividades convectivas na Amazônia, se estendendo desde o sul desta região até o Atlântico, sendo o principal responsável pelos eventos extremos de precipitação no sudeste brasileiro (LIMA, 2010).

Vasconcellos (2008), analisando a variabilidade interanual da precipitação na Serra do Mar sobre o Estado de São Paulo, observou que a ocorrência de verões muito chuvosos aumentou nos últimos anos, estando diretamente relacionado com a atuação das ZCAS e que os invernos considerados chuvosos têm diminuído, que quando ocorrem é em decorrência da frequência ou intensidade dos sistemas frontais. Figueiró e Coelho Netto (2011) também observaram uma intensificação da sazonalidade da precipitação em estudo desenvolvido no município de Resende (RJ), com diminuição dos eventos de chuva de alta frequência e baixa intensidade e aumento dos eventos de chuva de baixa frequência e alta intensidade.

Embora seja importante entender os processos de formação das chuvas de uma determinada região, este não é o foco do presente estudo. Nos estudos hidrológicos busca-se principalmente caracterizar as chuvas quanto aos seus totais, duração e distribuição temporal e espacial (TUCCI & BERTONI, 1993).

3.2 Rotas de fluxo de água nas encostas

A água proveniente da chuva pode seguir diferentes fluxos possíveis no domínio das encostas, definidos por Dunne e Leopold (1978) como fluxo superficial hortoniano, fluxo subsuperficial de chuva, fluxo superficial de saturação e fluxo subterrâneo, que são influenciados pelas características da região e de uso do solo (Figura 2). Os três primeiros compõem ao chamado fluxo de chuva que é gerado logo após um determinado evento de chuva, que ao atingir o canal aumenta sua descarga ou vazão. Já o fluxo subterrâneo é proveniente da infiltração lenta e gradual de chuvas passadas que ficam estocadas no solo, cujas descargas

alimentam os fluxos de base dos canais, os quais se mantêm mesmo durante os períodos secos (COELHO NETTO, 1994).

O fluxo superficial hortoniano é originado quando a intensidade da precipitação supera a capacidade de infiltração do solo e o excedente de chuva se acumula nas depressões do solo, escoando superficialmente pelas encostas (FREEZE & CHERRY, 1979). A capacidade de infiltração varia durante o evento de chuva, diminuindo exponencialmente até atingir um valor constante, quando o perfil do solo transmite a água na taxa máxima permitida pelo último horizonte permeável (FORMIGA et al., 2012).

A água que infiltra no solo primeiro segue pela zona não saturada ou vadosa, podendo passar para um fluxo lateral quando ocorre um “excedente” de água nas camadas mais superficiais, resultante da diminuição da permeabilidade do solo em profundidade. Este fluxo lateral, quase paralelo à superfície da encosta, é chamado de fluxo subsuperficial de chuva, que atinge os canais de drenagem, aumentando sua vazão (KIRKBY & CHORLEY, 1967; WHIPKEY, 1965; SILVEIRA et al., 2001).

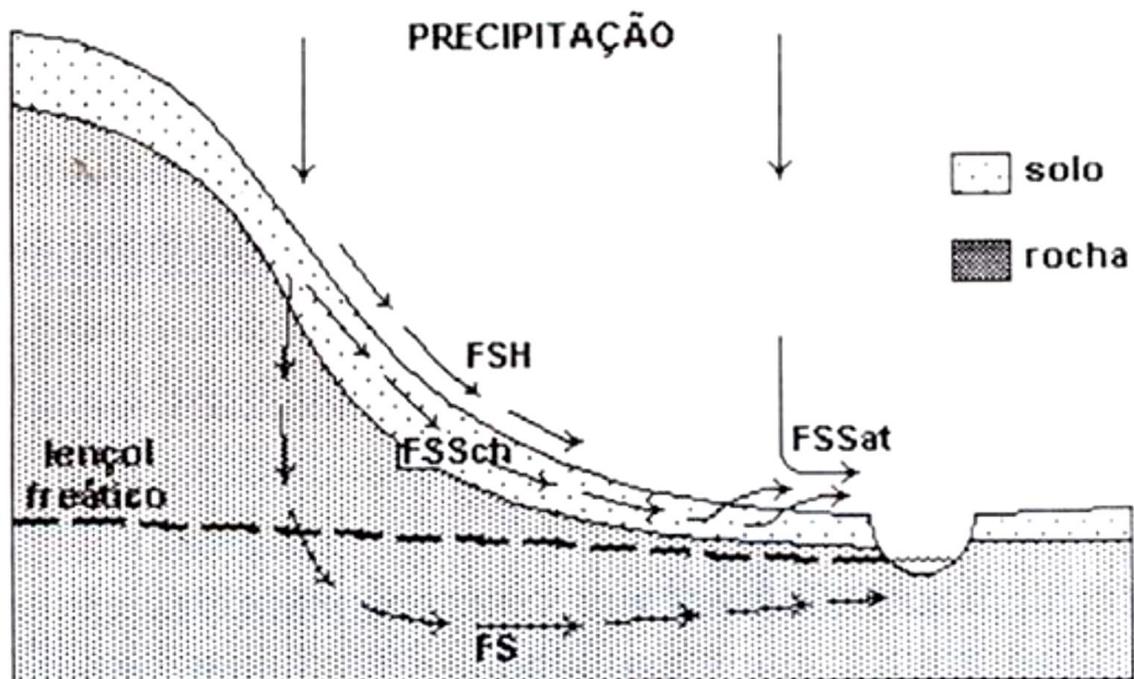


Figura 2 Rotas de fluxo de água, onde: FSH = fluxo superficial hortoniano, FSSch = fluxo subsuperficial de chuva, FSSat = fluxo superficial de saturação, FS = fluxo subterrâneo. Extraído de Dunne & Leopold (1978) e modificado por Coelho Netto (1994).

A continuidade do fluxo subsuperficial da chuva para a parte inferior da encosta, aumenta a saturação do solo na zona marginal dos rios, fazendo com que este fluxo extravase para a superfície, que somado a precipitação direta, inicia o fluxo superficial de saturação

(KIRKBY E CHORLEY, 1967). A infiltração que ocorre na parte superior da encosta continua a seguir um fluxo vertical, que atinge, a taxas muito lentas, as camadas mais profundas do solo, aumentando o nível do lençol freático ou zona saturada, onde predomina o fluxo subterrâneo que mantém o fluxo de base. Vale ressaltar que na zona de aeração imediatamente sobrejacente a zona saturada forma-se a franja capilar, resultante da força capilar (SILVEIRA et al., 2001; COELHO NETTO 1994).

Em encostas florestadas predomina o fluxo subsuperficial, sendo este componente o principal responsável pela rápida resposta dos canais fluviais à precipitação (HARR, 1977). Este fato pode ser explicado pela facilidade de transmissão da água da chuva para as camadas mais profundas do solo, devido à proteção do topo do solo, à alta agregação de suas partículas e à presença de raízes (HARR, 1977; SLOAM & MOORE, 1984). Hewlett & Hibbert (1965) propõem que a rápida resposta dos canais fluviais à precipitação é devido ao processo de deslocamento da água estocada através de pulsos (pressões) e que esse deslocamento ou descarga é maior quanto maior for a umidade antecedente do solo. Como os fluxos subsuperficiais aumentam em direção à baixa encosta, durante os eventos de precipitação a formação dos fluxos superficiais de saturação ocasiona a expansão dos canais e muitas vezes o surgimento de canais intermitentes, processo comum em áreas florestadas, e que os autores denominam de área de contribuição variável (HEWLETT & HIBBERT, 1965).

De acordo com Tucci & Clarke (1998), quando ocorre desmatamento, os fluxos de água nas encostas se alteram. A quantidade de água evaporada diminui pela redução da interceptação, assim como a transpiração pela remoção da parte aérea da vegetação e a variação da umidade das camadas mais profundas do solo se torna menor, uma vez que florestas conseguem injetar e retirar umidade em profundidades superiores a três metros, enquanto que as vegetações rasteiras atuam somente em profundidades de cerca de vinte centímetros. Nestas condições de redução da cobertura vegetal a vazão média dos rios aumenta significativamente.

A formação das redes de fluxo de água no domínio das encostas é fortemente determinada pela capacidade de infiltração, que por sua vez é regulada pelas características físicas, pedológicas, biológicas do solo e principalmente pelas características da chuva, no que diz respeito à disponibilidade de água (COELHO NETTO, 1998; GOSTELOW, 1991). A infiltração possui implicações na regulação dos fluxos superficiais e subsuperficiais, que por sua vez governam os processos erosivos, como os gravitacionais. Nesse sentido, a infiltração é um importante componente da hidrologia das encostas, responsável pelas transformações do relevo (COELHO NETTO, 1994; FERNANDES, 2001; JESUS et al., 2012), que será tratada de forma mais detalhada a seguir.

3.3 Água no solo

A infiltração é o movimento inicial da água no solo, que apresenta importantes funções ecossistêmicas como recarga dos reservatórios de água subterrânea, alimentação dos canais de drenagem e disponibilização de água para o desenvolvimento da flora e fauna (COELHO NETTO, 1994; MORAIS, 2012). A capacidade de infiltração depende de três condições básicas, que são a entrada, a retenção e a transmissão de água no solo, que por sua vez são dependentes das condições de cobertura e das propriedades físicas e hidráulicas do solo, sendo a porosidade e a condutividade hidráulica as mais importantes.

Como abordado anteriormente, a melhor condição para a entrada de água no solo é sob coberturas florestais. Coberturas florestais permitem melhor distribuição da água na superfície pela camada de serapilheira, facilitam a infiltração pela densa malha de raízes nas camadas mais superficiais, liberam húmus ou matéria orgânica agregadora das partículas do solo, aumentam a porosidade do solo, bem como favorecem a existência de macroporosidades pela atividade biológica e morte de raízes (SLOAM & MOORE, 1984; COELHO NETTO, 1994).

Os poros são os espaços vazios entre as partículas que constituem o solo, que interconectados participam do processo de retenção e transmissão de água. As partículas que constituem os solos são de diferentes composições mineralógicas e tamanhos, entre cascalhos, areia, silte e argila, que podem estar como grãos simples ou agregados por argila ou matéria orgânica (COELHO NETTO, 1994). A porosidade total do solo (n) é dada pela relação entre o volume de vazios (V_v) e o volume total considerado (V), porém para o estudo da água no solo, interessa a porosidade efetiva (ne), que representa um parcela da porosidade total, expressa pela relação entre o volume passível de ser ocupado pela água livre (V_e) e o volume total (V) (SELBY, 1993; AZEVEDO & FILHO, 1998).

$$n = \frac{V_v}{V} (\%) \quad (1)$$

$$ne = \frac{V_e}{V} (\%) \quad (2)$$

Ao longo do perfil do solo, a porosidade total tende a decrescer com a profundidade, acompanhada pelo aumento relativo da densidade aparente. Variações da porosidade também podem ser ocasionadas pela presença de macroporosidades nas camadas superficiais e por mudanças texturais entre as camadas, implicando em descontinuidades na transmissão da água (COELHO NETTO, 1994; WHIPKEY, 1965; JACINTHO et al., 2012). De acordo com o grau de saturação ou teor de umidade, os solos podem ser chamados de saturados, quando seus poros

estão totalmente preenchidos com água ou de não-saturados, quando os poros estão parcialmente preenchidos com água (COELHO NETTO, 1994). Nestas condições, diferentes forças atuam no solo, que são importantes para o entendimento dos mecanismos deflagradores dos escorregamentos.

O processo de infiltração é dado tanto pela percolação da água por entre as partículas quanto pela retenção da água nas partículas do solo, que são governadas, respectivamente, pela força gravitacional que direciona a água verticalmente para baixo e pela força capilar que direciona a água para todas as direções (COELHO NETTO, 1994). A capilaridade é o fenômeno de ascensão de líquidos em tubos diminutos, devido à tensão superficial que se desenvolve na interface ar-água, conferindo à água um comportamento de membrana elástica.

Assim, dentro de um capilar, as moléculas de água na interface se aderem mais facilmente às paredes, enquanto as moléculas da massa de água se mantêm coesas, o que gera uma tensão entre a água e a parede do tubo, causando o encurvamento da superfície líquida, chamado de menisco. A ascensão capilar varia inversamente ao diâmetro do tubo, ou seja, aumenta com a diminuição do diâmetro, uma vez que as forças de coesão e adesão da água dentro do tubo são contrabalanceadas pelo peso da água (SELBY, 1993).

No solo, essa força de tensão superficial é também conhecida como força de sucção (ψ), matricial ou capilar, que é responsável pela retenção de água nas partículas do solo (WARD & TRIMBLE, 1995). Normalmente é expressa em termos de pressão atmosférica normal, em kPa (10 metros de coluna de água \sim 1 bar \sim 1 atmosfera \sim 100 kPa), com sinal negativo (poro-pressão negativa) como indicação de pressão menor à pressão atmosférica e que portanto, tende a aproximar as partículas do solo entre si (SELBY, 1993).

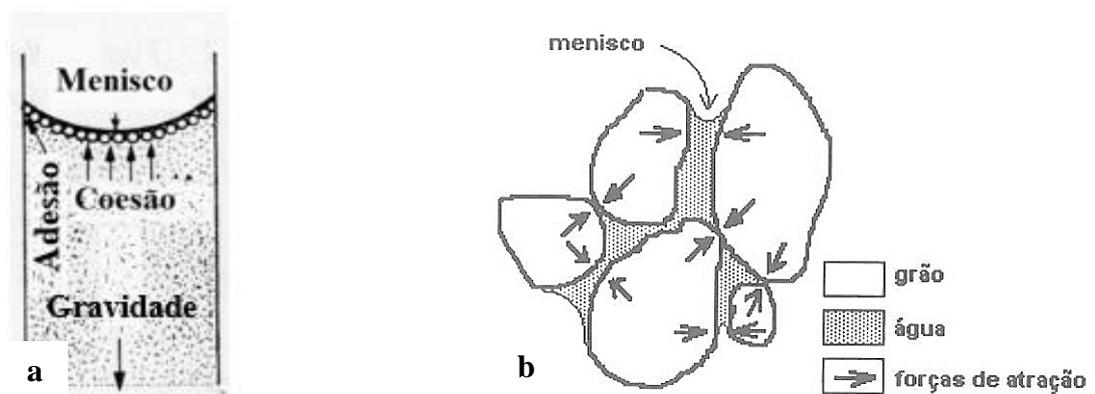


Figura 3 a) Componentes da ascensão capilar. Extraído de Selby (1993). b) Tensão superficial entre a água e as partículas do solo. Extraído de Coelho Netto (1994).

É importante ressaltar que o solo não se comporta como um conjunto de tubos capilares e sim como um conjunto de canais de diâmetros variáveis, descontínuos e com ar aprisionado e por isso a taxa do movimento da água capilar é variável e normalmente lenta (SELBY, 1993). Segundo Coelho Netto (1994), o menisco da água se acomoda no raio do poro, aguentando uma certa pressão negativa ou sucção e conforme o solo vai perdendo água, a água remanescente recua rapidamente até o menisco repousar em raios porosos menores com conseqüente aumento da sucção.

Quando a água remanescente fica retida no solo sob uma pressão suficiente para não ser retirada mais pela força da gravidade, diz-se que o solo atingiu o teor de umidade conhecido como capacidade de campo ou retenção específica, cujas partículas normalmente são vistas envolvidas por uma película de água. No entanto, se continuar a ocorrer a retirada da água pela transpiração das plantas em períodos de estiagem, diz-se que o solo atingiu o ponto de murchamento, que é o valor de umidade inferior à capacidade campo, quando as plantas não conseguem mais tirar água do solo e murcham (COELHO NETTO, 1994).

Conforme a água entra no solo, o teor de umidade aumenta até atingir a saturação, em que a força capilar é neutralizada ($\psi = 0$) e a poro-pressão passa a ser positiva, predominando, nestas condições, a força gravitacional fazendo a água percolar livremente. Contudo, conforme a água vai sendo drenada para fora do perfil do solo, os poros esvaziam novamente e a força capilar volta a atuar (COELHO NETTO, 1994; AZEVEDO & ALBUQUERQUE FILHO, 1998). O conteúdo de água no solo, portanto, está intimamente relacionado com a sua força capilar ou sucção e pode ser determinada indiretamente através de uma função conhecida como curva de retenção ou curva característica de água no solo (SILVEIRA et al., 2001). Assim, conforme o conteúdo de água aumenta no solo a sucção diminui, configurando a curva de umedecimento. No entanto, o processo inverso não configura uma curva idêntica, pois durante a drenagem do solo há um maior conteúdo de água do que durante o umedecimento para o mesmo valor de sucção (Figura 4) (SELBY, 1993; HILLEL, 1998).

Este efeito conhecido como histerese é explicado pela variabilidade do diâmetro dos poros e pelo ar aprisionado, como já mencionado. Isso significa que durante o umedecimento a água ascende primeiramente por capilaridade para os poros menores, precisando de uma pressão hidráulica para forçar a expansão da água para os poros maiores adjacentes. A necessidade de uma pressão hidráulica retarda o umedecimento do solo em contraste com a sua drenagem, que ocorre livremente primeiro pelos poros maiores. Um efeito parecido ocorre entre as camadas texturais, onde a água não passará por capilaridade, por exemplo, de uma camada microporosa para uma camada macroporosa, o que forma uma barreira para o fluxo de água em

condições não saturadas (SELBY, 1993). Segundo Hillel (1998), além da textura, a estrutura do solo afeta bastante a curva característica, visto que solos mais agregados e porosos tendem a apresentar menores valores de sucção para o mesmo conteúdo de água do que solos menos agregados e porosos, o que os torna menos eficientes na drenagem e úmidos por mais tempo.

Como visto, a curva característica é bastante dependente da textura e estrutura do solo, sendo por isso muito importante relacioná-la com cada tipo de solo para o entendimento da relação entre sucção e umidade (SILVEIRA et al., 2001; WISLER & BRATER, 1964). Nos estudos que monitoram continuamente o potencial matricial do solo, normalmente através de tensiômetros, sua utilização também é bastante recomendada (HILLEL, 1998). A curva característica de água no solo também é utilizada para estimar vários parâmetros que descrevem o comportamento de solo não-saturados, como a condutividade hidráulica, e podem ser obtidas por equações matemáticas usando-se valores de sucção versus umidade volumétrica através de processos de umedecimento ou secagem em ensaios de laboratório (VAN GENUCHTEN, 1980; FREDLUND & XING, 1994).

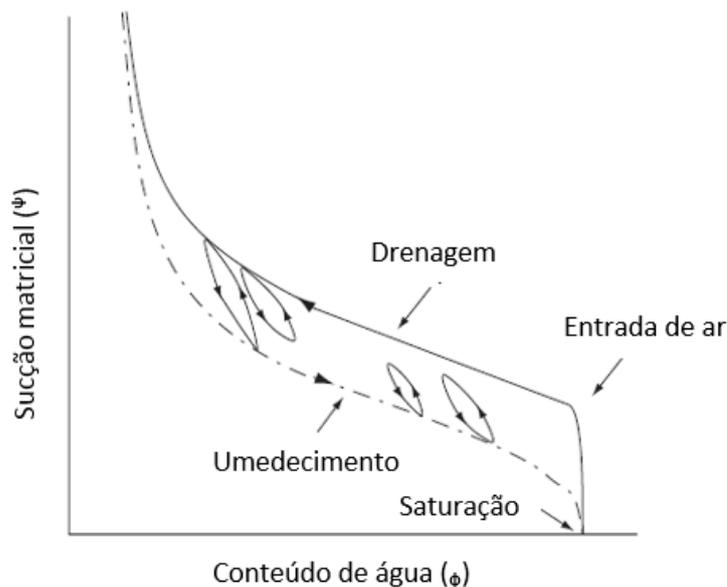


Figura 4 Curvas de conteúdo de água versus sucção durante drenagem e umedecimento. Extraído de Hillel (1998).

O movimento da água no solo é governado pela diferença de energia entre dois pontos, entendido também como gradiente de potencial (FREEZE & CHERRY, 1979). A energia potencial total da água no solo possui quatro componentes principais, conforme descrito por Selby (1993): potencial gravitacional, potencial matricial, potencial osmótico e o potencial de pressão. O potencial matricial e o potencial osmótico são decorrentes, respectivamente, das diferenças das forças de sucção e osmótica, que agem contrariamente à força da gravidade. Já o potencial de pressão é resultado das diferenças de pressão da água nos fluxos da zona saturada.

Assim, o movimento da água é devido ao resultado do somatório dos gradientes de potencial da água entre as camadas do solo, fluindo da camada com maior potencial para a camada com menor potencial. O potencial total da água também pode ser chamado de potencial hidráulico ou carga hidráulica, descrito de forma simplificada como altura de uma coluna de água acima de determinado ponto (SELBY, 1993).

A habilidade do solo em transmitir água é medida pela condutividade hidráulica ou permeabilidade, que por sua vez é uma função da sucção e do conteúdo de água (SELBY, 1993). O movimento da água na zona não saturada é o que ocorre na maior parte do tempo na maioria dos solos, sendo o potencial matricial a força motora principal para o movimento da água, pelo fenômeno da capilaridade. Este movimento pelo preenchimento lento e gradual dos poros menores do solo, tanto verticalmente quanto lateralmente, é conhecido como frente de umidade, onde o teor de umidade nas camadas inferiores é baixo e o teor de umidade nas camadas mais superficiais se encontra perto da saturação (WISLER & BRATER, 1964; SELBY, 1993; FORMIGA et al., 2012).

Segundo Silveira et al. (2001), o movimento da água em solo não-saturado pode ser descrito pela equação da Lei de Darcy, originalmente deduzida para solos saturados, que assume que a velocidade do fluxo é igual ao produto da condutividade hidráulica saturada (K_s) pela carga hidráulica, composta apenas pelo potencial gravitacional, expresso pela profundidade. Em condições não saturadas, no entanto, a carga hidráulica passa a ser composta também pelo potencial matricial, expresso como a altura de água equivalente à tensão matricial, que tende a diminuir a velocidade do fluxo.

Descontinuidades hidráulicas são ocasionadas pela redução ou variação da condutividade hidráulica entre as camadas de solo, que podem ser abruptas ou graduais pelo contato por exemplo entre o solo residual e a rocha mãe, pela variação das propriedades do solo por fatores pedogenéticos, entre outros (GERSCOVICH, 2006; VIEIRA & FERNANDES, 2004, LACERDA, 2007; FERNANDES & AMARAL, 1996). Camadas que formam descontinuidades hidráulicas, atuam como impedimento do fluxo vertical da água, que tende a se acumular em subsuperfície, favorecendo o aumento das poro-pressões positivas, que do ponto de vista geotécnico diminui a tensão efetiva e a resistência ao cisalhamento do solo (VIEIRA & FERNANDES, 2004; GERSCOVICH, 2006).

3.4 Hidrologia florestal

Como abordado anteriormente, as propriedades físicas do solo são determinantes para o comportamento de entrada, retenção e transmissão de água. Dependendo da cobertura do solo, no entanto, suas propriedades podem ser modificadas significativamente, modificando, conseqüentemente, esses comportamentos. Normalmente, sob coberturas vegetais rasteiras, como as gramíneas, a entrada de água no solo é facilitada pelo amortecimento do impacto da chuva, que evita a formação de crostas na superfície, pelo incremento de matéria orgânica, que proporciona a agregação das partículas e o aumento da porosidade e pela presença de raízes nos primeiros centímetros do solo (SIX et al., 2004; FATTET et al., 2011). No entanto, abaixo da zona de enraizamento das gramíneas essas mudanças no solo não são tão presentes e o comportamento de retenção e transmissão da água passa a ser regido apenas pelas propriedades intrínsecas do solo. Em função disso, coberturas rasteiras favorecem a saturação do solo abaixo da zona de enraizamento, potencializando a ocorrência de deslizamentos (COELHO NETTO, 2005).

Sob coberturas florestais, a entrada de água não apenas é facilitada pela proteção que as copas arbóreas e a serapilheira fornecem ao solo, como também é reduzida pela interceptação, em que parte da água fica retida nesse compartimento florestal. A presença de raízes em maiores profundidades, além de favorecer a formação de agregados e macroporos, que facilita a infiltração, injeta rapidamente grande quantidade de água através de seus tecidos e dutos formados por sua decomposição. É importante destacar que sob coberturas florestais os solos tendem a perder umidade em maiores profundidades pela transpiração, o que influencia fortemente o comportamento da água no solo entre eventos de chuva quando comparado com coberturas vegetais rasteiras (GREENWAY, 1987; GHESTEM et al., 2011).

Greenway (1987) sintetiza que a interceptação, o aumento da capacidade de infiltração e a retirada de umidade de solo pela transpiração são os principais mecanismos hidrológicos pelos quais as florestas influenciam na estabilidade das encostas. Além dessa importante função, as florestas contribuem fortemente para a qualidade dos rios, retêm a umidade localmente que atenua as cheias, mantendo em equilíbrio os regimes hidrológicos das bacias de drenagem, como também sustenta boa parte da diversidade biológica e proporciona melhores condições de vida para as populações humanas do entorno (BRUIJINZEEL, 2004; BACELLAR, 2005).

3.4.1 Interceptação

A primeira função hidrológica das florestas é a interceptação da precipitação pelas copas, cuja parcela da precipitação interceptada retorna para a atmosfera pela evaporação durante e após as chuvas. Quando a precipitação excede a capacidade de armazenamento pelas copas, começa a ocorrer o fluxo de atravessamento e o fluxo pelo tronco, que atingem o piso florestal, determinado a precipitação terminal (COELHO NETTO, 1994). A magnitude da interceptação depende, primordialmente, da estrutura da vegetação, como comprimento dos galhos, largura e forma das folhas, entre outras características das superfícies com as quais as gotas de chuva entram em contato (SINUN, 1992; SATO, 2011). De modo geral, em florestas pluviais tropicais, a precipitação interna varia entre 75% a 96% da precipitação acima do dossel, o fluxo de tronco varia entre 1% a 2% e a interceptação corresponde a valores entre 4,5% a 24% (BRUIJNZEEL, 1990; OLIVEIRA et al., 2008).

Vários estudos mostram um aumento da interceptação com o avanço do estágio sucessional das florestas (SCHRUMPF, 2011; CALVO-ALVARADO et al., 2012; ZIMMERMANN et al., 2013). Florestas em estágios iniciais de sucessão, caracterizadas pelo pequeno porte de espécies arbustivas e arbóreas e com pouca diversidade apresentam baixa capacidade de armazenamento pelas copas, ao passo que florestas em estágios intermediários e avançados de sucessão apresentam maior diversidade de espécies, com estruturas mais complexas, e estratificação do dossel, permitindo maiores taxas de interceptação (CALVO-ALVARADO, 2012).

A presença de epífitas em florestas maduras, por exemplo, contribui bastante para a interceptação da precipitação. Holscher et al. (2004) estimaram a contribuição apenas de musgos (epífitas não vasculares) em 6% da interceptação total de uma floresta tropical montana na Costa Rica. Holwerda et al. (2010) encontrou interceptação total de apenas 8% em floresta secundária comparado a 17% em floresta madura no México, refletindo a maior capacidade de armazenamento das copas, associada ao maior índice de área foliar, e também a maior biomassa de epífitas. De acordo com Zimmermann et al. (2013), a interceptação muda rapidamente durante a sucessão florestal, em que florestas jovens após uma década de regeneração atingem valores de atravessamento próximos de florestas maduras. No entanto, esta rápida mudança precede a recuperação da permeabilidade do solo, o que segundo os autores, implica em importantes consequências aos regimes de fluxos em pequenas bacias de drenagem.

A interceptação florestal apresenta naturalmente uma alta variabilidade temporal e espacial, que estão atribuídas a uma combinação de fatores abióticos ou climáticos e fatores bióticos. Os fatores climáticos que contribuem tanto para a variabilidade temporal quanto

espacial da interceptação são a magnitude, duração e intensidade do evento de chuva e direção e velocidade do vento (LEVIA et al., 2006). Chuvas podem ser totalmente interceptadas quando se caracterizam por baixa magnitude, intensidade e frequência (NALON et al., 1993; CALVO-ALVARADO, 2012), porém, normalmente, a proporção da interceptação decresce ao longo do evento de chuva, conforme a capacidade de armazenamento das copas também decresce. Quando a capacidade de armazenamento é excedido, é iniciado o fluxo de atravessamento concentrado, tanto pelo gotejamento da folhas e galhos que aumentam a contribuição do atravessamento em determinados pontos, podendo atingir valores superiores a precipitação total, quanto pelo escoamento pelo tronco (SINUN et al., 1992; MOURA, 2009).

Em florestas cobertas por nuvens pode ocorrer o fenômeno conhecido como “precipitação oculta”, em que a interceptação das nuvens pelas superfícies foliares e lenhosas promove o aglutinamento das gotículas de água que gotejam e aumentam a precipitação interna da floresta, especialmente quando a capacidade de armazenamento das superfícies é alcançada (HOLDER, 2003; HOLWERDA et al., 2010). Bruijnzeel (2001) revisou estudos que sugerem um depósito mínimo de água das nuvens de 0,27 mm/dia e máximo de até 6,3 mm/dia, com tendência de diminuição dos valores durante a estação seca e conforme aumento da distância em relação ao oceano. Holwerda et al. (2010), entretanto, constataram que precipitações com contribuições de água de nuvens ocorriam exclusivamente durante a estação seca, associado a passagem de frentes frias e que a interceptação das nuvens foi de 6% em floresta secundária, enquanto que em floresta madura foi de 8%. Constataram também que para ambos os tipos florestais os valores de interceptação total foram próximos entre a estação chuvosa e seca (embora sempre menor na estação chuvosa) enquanto que na estação seca com nevoeiro o valor foi significativamente menor, confirmando o aumento da precipitação interna pela interceptação das nuvens pela floresta.

A variabilidade temporal da interceptação tem contribuição dos fatores bióticos como o índice de área foliar e a capacidade de armazenamento. Holwerda et. al. (2010) estimou a capacidade de armazenamento de uma floresta tropical secundária em 1,9 mm na estação úmida, quando as copas arbóreas apresentam ampla folhagem e de 1,1 mm sob condições semi-decíduas na estação seca. Os valores correspondentes de uma floresta tropical madura foi de 3,9 mm e 2,8 mm, respectivamente. Especialmente, além desses fatores mencionados, também contribuem para a variabilidade entre os coletores a arquitetura e a hidrofobicidade das copas, que são determinadas pela composição das espécies, que por sua vez também é distinta entre estágios sucessionais (LEVIA et al., 2006).

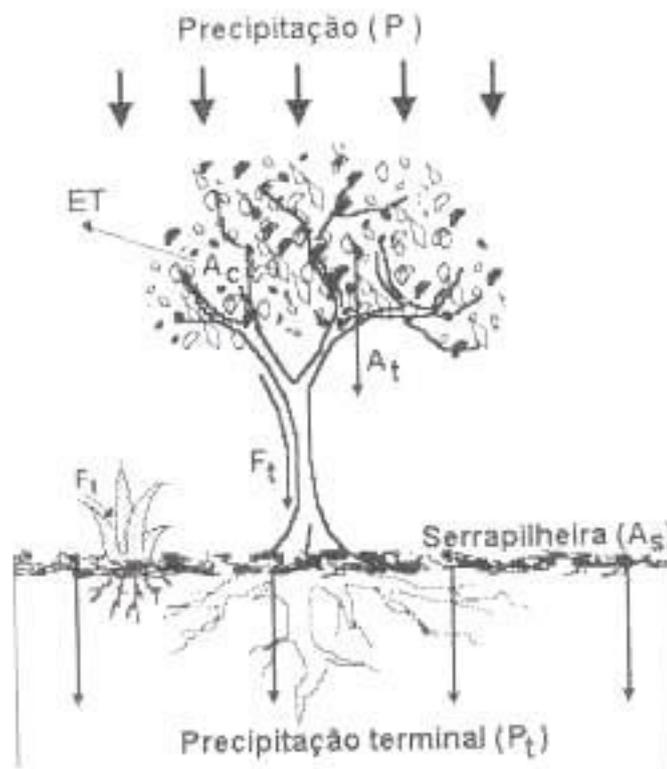


Figura 5 Componentes da interceptação: precipitação (P), evapotranspiração (ET), armazenamento nas copas (Ac), atravessamento pelas copas (At), fluxo de tronco (Ft), armazenamento na serrapilheira (As) e precipitação terminal (Pt). Extraído de Coelho Netto (1994)

O fluxo de tronco representa uma parcela da precipitação muito pequena, que como mencionada, é influenciado pela capacidade de armazenamento das copas, perda de folhas e principalmente pela largura dos troncos (SINUN et al., 1992). Miranda (1992) ressalta a variação deste fluxo em função da altura e do diâmetro dos troncos, sendo as árvores de maior diâmetro as que permitem menor fluxo, devido à maior absorção e espalhamento da água antes de chegar ao solo. Apesar de representar pequenos percentuais, o fluxo de tronco é muito importante para a hidrologia nas florestas, por injetar água a baixas velocidades na base das árvores, facilitando a infiltração da água no solo e consequentemente reduzindo o escoamento superficial (SATO, 2011; OLIVEIRA et al., 2008).

A parcela da precipitação que atinge o piso florestal também é armazenada e interceptada pela serrapilheira ou *litter*, camada de resíduos orgânicos que diminui a quantidade de água disponível para a infiltração. Essa camada pode ser dividida em uma camada mais superficial (horizonte O1) composta por detritos íntegros sem sinais de decomposição, e em uma camada inferior (horizonte O2) composta por detritos parcialmente ou totalmente decompostos e por raízes finas (COELHO NETTO, 1994). Estudos realizados em área

montanhosa coberta pela Mata Atlântica demonstraram uma capacidade de retenção 248% do peso seco no horizonte O1 e 298% do peso seco no horizonte O2, maior devido a desagregação da matéria orgânica aumentar a superfície de contato com a água (VALLEJO, 1985). Coelho Netto (1987) encontrou no mesmo local capacidades de retenção menores, de 162% e 201%, respectivamente, observando, pequenos escoamentos no horizonte O1 e na malha de raízes finas que são responsáveis pelo espalhamento da água no piso florestal retardando sua entrada no topo do solo.

Além da retenção hídrica, a camada de serapilheira também promove boa estruturação física do solo, pois amortece o impacto das gotas de água evitando a ocorrência dos salpicos que desagrega as partículas, libera húmus, substância coloidal agregadora de partículas e sustenta grande diversidade de fauna edáfica que aumenta a porosidade do solo. Vale ressaltar que essa atividade biogênica também desempenha importante função de estocagem e ciclagem de nutrientes que permite a manutenção do ecossistema florestal (COELHO NETTO, 1994; CASTRO JÚNIOR, 1991).

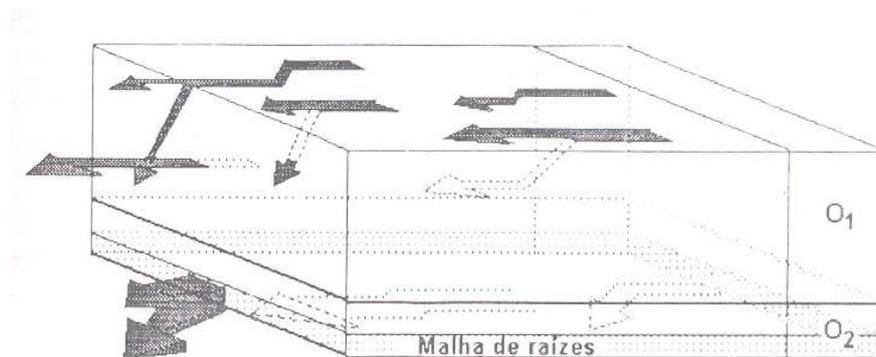


Figura 6 Mecanismos dos fluxos no horizonte O1 e na malha de raízes finas no horizonte O2. Extraído de Coelho Netto (1994).

Em coberturas de gramínea, a mensuração da interceptação é dificultada pela arquitetura de seu sistema aéreo, sendo que a utilização de calhas ou outros equipamentos usuais em florestas podem levar muitas vezes a estimativas errôneas da precipitação terminal principalmente por não considerar o “fluxo de tronco” (ATAROFF & NARANJO, 2009). Em laboratório, Ataroff & Naranjo (2009) encontraram valores de interceptação muito pequenos pelo capim quicuiu (*Pennisetum clandestinum*) e capim gordura (*Melinis minutiflora*) de respectivamente 1,7% e 1,4% para precipitações acima de 80 mm em condições úmidas, no entanto, para pequenas precipitações (2,5 mm) em condições secas os valores de interceptação foram respectivamente de 70% e 61,8%. Deus (1991) também encontrou alta capacidade de

retenção hídrica em gramínea, equivalente a 500% do peso seco, durante o período de estiagem, não permitindo a geração de escoamento superficial.

Em relação à interceptação pela serapilheira em cobertura de gramínea, Mateus et al. (2013) quantificou a capacidade de retenção hídrica em 230%, não se diferenciando significativamente do valor obtido em cobertura de floresta. Entretanto, a menor produção de biomassa acumulada, bem como suas características fitofisionômicas relacionadas a presença de folhas, colmos e hastes dão origem a um material pouco diverso, leve e lignificado, conferindo respostas hidrológicas distintas como, por exemplo, maior exposição do solo à precipitação. Por fim, em ambas as coberturas, a parcela da precipitação que não é interceptada pela serapilheira e atinge o solo determina a precipitação terminal, que se torna então disponível para infiltrar, abastecer a vegetação e formar os fluxos de água nas encostas.

3.4.2 Influência das raízes na regulação da umidade do solo e na estabilidade de encostas

As raízes influenciam na infiltração da água tanto em relação à sua quantidade, como em relação ao seu movimento em profundidade. A primeira influência das raízes está relacionada ao aumento da agregação das partículas do solo, que ocorre principalmente pela liberação de matéria orgânica, que em conjunto com a argila e cátions polivalentes, unem as partículas primárias formando os microagregados estáveis (< 2 mm). O incremento de matéria orgânica, tanto pela liberação de exsudatos das raízes, como pela sua decomposição é o principal responsável pela união dos microagregados em macroagregados, embora, a ação de sucção da água pelas raízes também promova a aproximação e a aglutinação desses agregados. Vale ressaltar o efeito ambíguo das raízes, pois, associadas às hifas fúngicas, promovem o emaranhamento dos micro e macroagregados apenas temporariamente e também durante o seu crescimento podem quebra-los, permitindo uma reestruturação constante do solo (SIX et al., 2004). A maior agregação do solo permite a existência de macroporosidade que segundo Sidle et al. (2006) contribui para a formação dos fluxos subsuperficiais nos eventos fortes de chuva.

Coberturas vegetais rasteiras com grande densidade de raízes finas (< 2 mm) nas camadas mais superficiais tendem a aumentar a estabilidade de agregados mais eficientemente que raízes grossas, em função da sua alta taxa de crescimento e decomposição (FATTET et al., 2011; SIX, et al., 2004). Fattet et al. (2004) verificou em quatro tipos de cobertura de solo que a estabilidade dos agregados, e conseqüentemente a coesão do solo, aumentou em cultivos arbóreos com a presença de herbáceas e que as variáveis que melhor explicaram esse aumento foram o carbono orgânico e o a densidade de comprimento de raízes finas. Esse incremento

também é observado em coberturas de gramínea, em que o seu sistema radicular fasciculado, onde nenhuma raiz é mais proeminente, com alta densidade de raízes finas, constantemente se renova liberando grande quantidade de matéria orgânica no solo (BRANDÃO, 2009).

O sistema radicular fasciculado de gramíneas é a principal diferença em relação aos outros grupos de plantas, principalmente as arbóreas, que apresentam uma raiz principal pivotante de crescimento vertical que se ramifica em raízes laterais, sendo normalmente mais grossas e mais profundas que as raízes das gramíneas (RAVEN, 2007). Entre grupos arbóreos, os sistemas radiculares também variam em relação a extensão, espessura e arquitetura de enraizamento, o que tem implicações não somente para a estabilidade dos agregados e a porosidade de solo, mas principalmente para o redirecionamento da água em profundidade por caminhos preferenciais (GHESTEM et al., 2011). A existência de caminhos preferenciais por seus tecidos e dutos formados após sua decomposição configura outro importante influência das raízes no aumento da capacidade de infiltração dos solos (GREENWAY, 1987).

Entre grupos arbóreos são considerados três tipos principais de sistemas radiculares: *plate roots* composto por grandes raízes laterais superficiais e pequenas raízes verticais (*sinker roots*); *heart roots* composto por muitas raízes laterais, oblíquas e verticais; e *tap roots* com grande raiz pivotante vertical e pequenas raízes laterais. Esses sistemas radiculares são definidos segundo a arquitetura e a extensão das raízes grossas, característico de cada grupo arbóreo, que apresentam função básica de ancoragem e definem a distribuição das raízes laterais mais finas, efêmeras, com função básica de suprimento de água e nutrientes das plantas (STOKES, 2008; STOKES, 2009).

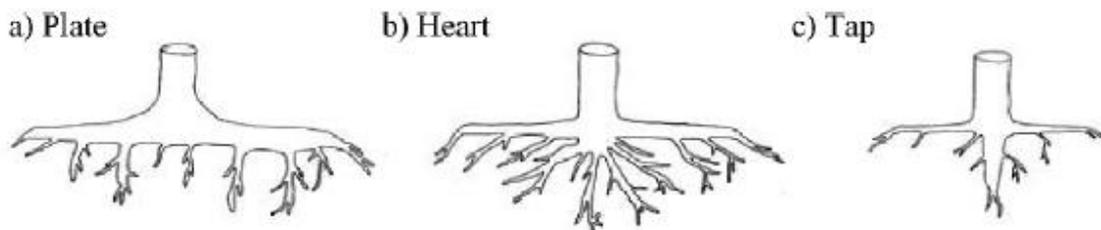


Figura 7 Sistemas radiculares do tipo *plate roots* (a), *heart roots* (b) e *tap roots* (c). Extraído de Stokes et al. (2008).

Embora a arquitetura de enraizamento influencie indiretamente na retirada de água e nutrientes pela planta, as propriedades do solo também podem limitar bastante o desenvolvimento radicular. Conforme Greenway (1987) e Pierret (2007), os sistemas radiculares não dependem apenas da genética das plantas, mas também da competição entre indivíduos, das propriedades físicas e químicas do solo, umidade, posição e variação do lençol

freático e até das condições ambientais locais. Nunes et al. (1992) observaram que a presença de blocos rochosos favoreceu o extenso espraiamento lateral das raízes de alguns indivíduos, enquanto outros permaneciam com o desenvolvimento típico, predominantemente vertical. Segundo Muthukumar et al. (2003) o aumento do diâmetro das raízes em maiores profundidades pode ser uma adaptação ao grau de compactação do solo. Mazzoni-Viveiros et al. (2004) observaram uma tendência de redução de raízes grossas e aumento da quantidade e extensão de raízes finas de uma espécie pioneira, *Tibouchina pulchra* Cogn. (Melastomataceae), em função da poluição do ar e do solo pelo complexo industrial de Cubatão (SP). Powers et al. (2013) observaram também que a quantidade de raízes finas vivas e mortas estavam inversamente correlacionadas com a fertilidade do solo, sendo essa variável mais importante na determinação das raízes finas do que a idade da floresta.

Ghestem et al. (2011) demonstram como as raízes criam canais estáveis condutores de água durante seu crescimento, em que a liberação de exsudatos e a compressão das partículas de solo criam no seu entorno um compartimento de solo influenciado por sua atividade, altamente poroso, denominado de rizosfera. As raízes funcionam então como “capturadoras” de água que flui pelos microporos saturados ou perto da saturação redirecionando-a no solo, que ocorre mais eficientemente porém pelas raízes grossas. Nunes et al. (1992), através de corantes traçadores, observaram uma infiltração homogênea até 5 cm e concentração dos corantes nas raízes e dutos a partir desta profundidade em uma floresta tropical, concluindo que a partir desta profundidade as raízes adquiriam importante papel na definição de caminhos preferencias de percolação da água. Noguchi et al. (1997) observaram comportamento parecido de diminuição de área tingida por corante com o aumento da profundidade, em que a 0-10 cm a área tingida foi de 45-73%, a 10-20 cm a área foi de 20-67% e a 20-30 cm a área foi de 2,5-14%, com concentração de corante principalmente nas raízes vivas e mortas de espraiamento vertical. A condutividade hidráulica também foi verificada nesse trabalho que apresentou diminuição com aumento da profundidade, embora os valores tenham sido muito maiores em relação à outras florestas tropicais, devido à existência de uma zona de alta porosidade pela presença de raízes mortas.

É importante destacar que a infiltração da água por caminhos preferenciais não necessariamente implica em estabilização das encostas, uma vez que a arquitetura, as ramificações e a orientação de enraizamento nas encostas podem contribuir tanto para a divergência de fluxos e dissipação da poro-pressão positiva da água em zonas saturadas e potencialmente instáveis, como também pode contribuir para a convergência de fluxos aumentando a poro-pressão positiva da água em determinados pontos (GUESTEM et al., 2011).

No entanto, para o entendimento dos mecanismos hidrológicos de estabilização das encostas não basta verificar o padrão de enraizamento apenas de um único indivíduo, mas sim do conjunto de indivíduos, visto que a mistura de espécies com diferentes características tende a apresentar uma zona de enraizamento mais desenvolvida, além de ser mais realística e benéfica para o controle da erosão e para a estabilidade das encostas (GHESTEM et al., 2011; STOKES et al., 2009; POHL et al., 2009; REUBENS et al., 2007). Nesse sentido, coberturas homogêneas de plantas rasteiras como as gramíneas são consideradas desfavoráveis para a estabilização das encostas, uma vez que provocam descontinuidades hidráulicas pela desaceleração da percolação da água logo abaixo da zona de enraizamento, favorecem a saturação do topo e potencializam a ocorrência de deslizamentos rasos em chuvas intensas (COELHO NETTO, 2005).

Durante o avanço do estágio sucessional, as florestas passam por diferentes estágios previsíveis de mudança, até atingir um equilíbrio, porém, após um distúrbio, a recuperação florestal ocorre quando há recuperação da estrutura e da função ecossistêmica da vegetação, não implicando, necessariamente, no idêntico retorno das espécies vegetais originais. Na primeira década de sucessão, a vegetação é dominada por gramíneas e arbustos que depois são sombreados por espécies pioneiras dependentes de luz e de curto ciclo de vida, particularmente *Cecropia*, *Ochroma* e *Solanum* e outras espécies do grupo *Melastomataceae* e *Rubiaceae*, que compõem as florestas secundárias, caracterizadas principalmente pela mudança de alocação de biomassa da comunidade florestal, onde predominam os tecidos de aquisição de recursos, como folhas e raízes finas. Já as florestas secundárias tardias e as florestas avançadas alocam mais biomassa em tecidos de sustentação como troncos e raízes grossas (LANG et al. 1983; BERISH et al., 1988; GUARIGUATA & OSTERTAG, 2001).

Hopkins et al. (1996) corroboram a relação entre idade, estrutura da vegetação e desenvolvimento radicular. Hertel et al. (2003) observaram que o aumento da concentração de raízes finas preferencialmente no horizonte orgânico, com maior concentração de nutrientes, é uma estratégia de sustentação de uma floresta madura na Costa Rica. Muthukumar et al. (2003) observaram também maior biomassa e comprimento radicular em uma floresta tropical madura em comparação com uma floresta secundária, porém maior comprimento específico radicular na floresta secundária, indicando que estas alcançam ótimo grau de exploração do solo com menos alocação de biomassa nas raízes e atestam a hipótese de que diferenças substanciais na composição e estrutura das espécies devem ser acompanhadas pelas diferenças na distribuição das raízes.

Essa mudança na distribuição das raízes conforme o avanço do estágio sucessional, no entanto, pode representar um risco do ponto de vista da estabilidade de encostas, visto que a elevada quantidade de indivíduos arbóreos mortos e de dutos formados pela decomposição de suas raízes favorecem uma grande injeção de água, além de comprometer a sua função de ancoragem do solo (GENET, et al., 2010; OLIVEIRA et al., 2012). Cammeraat et al. (2007), por exemplo, investigaram a reativação de deslizamentos em encostas abandonadas que passavam por processo de sucessão florestal, concluindo que o surgimento de raízes grossas, porém não desenvolvidas o suficiente para exercer ancoragem do solo, transferia água rapidamente da superfície para o plano de ruptura das encostas, aumentando a ocorrência de deslizamentos.

A retirada da umidade do solo configura a última influência das raízes na infiltração, e consequentemente na estabilização das encostas, que também está diretamente relacionada com os sistemas radiculares das plantas. De acordo com Greenway (1987) a extração de água pelas raízes tem como função básica a manutenção da atividade biológica das plantas, o que diminui a umidade na zona de enraizamento e geralmente altera a distribuição da umidade nas profundidades mais abaixo. A redução da umidade resulta consequentemente em redução das poro-pressões positivas, aumento das sucções matriciais na zona não saturada e diminuição do nível do lençol freático aumentando a estabilidade das encostas, sendo que a taxa com que a umidade é retirada depende de fatores como composição das espécies, estrutura da vegetação, clima e sazonalidade, além da orientação das vertentes, disponibilidade hídrica e tipo de solo (GREENWAY, 1987; STEINACHER et al., 2009).

Osman et al. (2006) verificou a relação entre comprimento de raízes, conteúdo de água e resistência ao cisalhamento em cinco encostas sob diferentes coberturas vegetais. A encosta com 100% de cobertura e maior diversidade de espécies apresentou a maior densidade de comprimento de raízes e consequentemente o menor conteúdo média de água, de 17,8%, enquanto a encosta com menos de 30% de cobertura de gramínea apresentou a menor densidade de comprimento de raízes e conteúdo médio de água de 46,5%, com saturação máxima na profundidade de 60 cm. A resistência ao cisalhamento foi testada na profundidade de 10 cm, cujo menor valor foi encontrado na encosta com gramínea, devido ao alto conteúdo de água e à baixa densidade de comprimento de raízes, embora o maior valor não tenha sido encontrado na encosta com maior cobertura e diversidade de espécies, atribuído ao padrão de enraizamento preferencialmente vertical que aumenta a resistência ao cisalhamento nas profundidades maiores. Outros trabalhos (COOPER, 1980; OSMAN et al., 2011) também confirmam que coberturas florestais maduras com sistemas radiculares mais desenvolvidos apresentam maiores

taxas de transpiração e retirada de umidade do solo em profundidade, aumentando a estabilidade das encostas.

Embora não seja do escopo deste trabalho, é importante destacar que além dos mecanismos hidrológicos, as raízes também podem promover a estabilização das encostas através dos mecanismos mecânicos, como ancoragem no substrato rochoso, promovendo suporte da massa de solo e de blocos rochosos, cruzamento de superfícies potenciais de ruptura em direção a zonas mais estáveis e aumento da coesão do solo por suas fibras (GREENWAY, 1987; ZIEMER, 1981). No entanto efeitos negativos também podem ser apresentados pelo peso das árvores sobrecarregarem as encostas, aumentando as forças favoráveis a ruptura, e pela transmissão das forças do vento à massa de solo (GREENWAY, 1987).

Nesse sentido, a arquitetura de enraizamento também apresenta importância fundamental no entendimento da estabilização mecânica das encostas, uma vez que raízes mais profundas apresentam chances maiores de cruzar as superfícies de ruptura e a resistência à tração das raízes varia entre espécies e entre diferentes espessuras, normalmente aumentando conforme diminuição do seu diâmetro (NILAWEERA, 1999). Algumas espécies por exemplo apresentam um quarto da resistência de tração do aço (GREENWAY, 1987), enquanto o capim vetiver (*Chrysopogon zizanioides*) possui um sexto da resistência de tração do aço, sendo muito utilizado na estabilização de encostas em quase cem países (TRUONG et al., 2008). Segundo Zhang et al. (2014) a composição química das raízes como lignina e celulose devem ser consideradas nas suas propriedades mecânicas, em que com o aumento do diâmetro das raízes o conteúdo de lignina diminui, diminuindo por sua vez a resistência à tração das raízes.

Como mencionado anteriormente, a decomposição das raízes após a morte de indivíduos arbóreos tanto durante o avanço de sucessão florestal como durante a degradação e retração florestal afeta também a função de reforço dos solos pela redução da resistência à tração das raízes (PRETI, 2012). Assim a estabilidade final das encostas durante o processo de regeneração florestal pode ser entendida como a soma dos efeitos de decaimento e perda da resistência das raízes mortas da comunidade antiga com os efeitos de expansão e reforço das raízes vivas da comunidade nova devendo ser analisando também de forma integrada com as mudanças da umidade no solo (ZIEMER, 1981; ZIEMER, 1987).

4 ÁREA DE ESTUDO

A região serrana do Estado do Rio de Janeiro, no sudeste brasileiro, é caracterizada pela ocorrência frequente de movimentos de massa durante as estações chuvosas. Em decorrência da intensa urbanização nos últimos anos, muitos desses eventos têm resultado em desastres com muitos prejuízos às comunidades da região (MEIS E SILVA, 1968; GUIDICINI & IWASA, 1977; PLOEY & CRUZ, 1979; FERNANDES, et al., 2004; VIEIRA et al., 2010; OLIVEIRA et al., 2012, LACERDA et al., 2016). O desastre da região serrana em janeiro de 2011 foi considerado o maior da história brasileira, ocasionado pela detonação de mais de 3.600 deslizamentos, que foram concentrados no município de Nova Friburgo, deixando milhares de cicatrizes na paisagem (COELHO NETTO et al., 2013), justificando a escolha dessa área para a realização dos estudos referentes aos mecanismos de deflagração dos movimentos de massa.

O município de Nova Friburgo está localizado no centro-norte do Estado do Rio de Janeiro, distante cerca de 140 quilômetros da capital do Estado do Rio de Janeiro. Possui uma área de aproximadamente 933 quilômetros quadrados e altitude média de 985 metros, compreendendo os distritos de Riograndina, Campo do Coelho, Amparo, Lumiar, Conselheiro Paulino, São Pedro da Serra e Muri. O município conta com uma população de 184.082 habitantes, sendo que deste total 88% vive em área urbana e 12% vive em área rural segundo censo do IBGE (2010).

O clima predominante é o Tropical de Altitude, com uma média de temperatura de 16°C, podendo variar entre 37°C e -2°C. O município de Nova Friburgo é o mais chuvoso do Estado, com uma precipitação média anual de 2500 mm nas áreas mais elevadas, diminuindo progressivamente para 1300 mm em direção às áreas mais baixas no norte. O período chuvoso compreende os meses entre dezembro e fevereiro, cuja média mensal varia entre 340 mm e 240 mm nas áreas mais elevadas e entre 240 mm e 150 mm nas áreas mais baixas (COELHO NETTO, 2013). Segundo o Plano de Águas Pluviais de Nova Friburgo (PMNF, 2005 apud VOLOTÃO, 2006), o município de Nova Friburgo situa-se nas bacias do rio Grande e rio Macaé.

A região pertence às escarpas da Serra do Mar, que atravessa praticamente todo o estado, desde o litoral norte do Estado de São Paulo, sob denominação local de Serra da Bocaina até a Serra do Desengano no norte fluminense (DANTAS et al., 2005). As escarpas da Serra do Mar mostra um relevo esculpido sobre diversas rochas formadas por eventos geológicos, sendo caracterizado por escarpas íngremes, vales encaixados, picos elevados e paredões rochosos (INEA, 2009). A Serra do Mar teve origem na Era Proterozóico, sendo basicamente composta por três conjuntos litológicos principais: gnaisses, rochas metamórficas mais antigas com

foliação bem definida na direção SO-NE, granitos e diques de diabásio, rochas ígneas que intrudiram e cortaram respectivamente as rochas metamórficas, apresentando fraturas em diversas direções (INEA, 2009; AVELAR et al., 2011).

Segundo Avelar et al. (2011), a ocorrência de granito na região montanhosa do Rio de Janeiro torna o processo de intemperismo difícil, resultando em afloramentos de grandes blocos rochosos, que regionalmente produz uma geomorfologia montanhosa conhecida como “Serra dos Órgãos”. Por outro lado, ao longo do tempo geológico, o progressivo processo de intemperismo, geralmente mais acentuadas em fraturas graníticas, permitiu a formação de solos saprolíticos. Os efeitos graduais de intemperismo diminuem a coesão do solo e a presença de blocos rochosos *in situ*, favorecem a ruptura das encostas provocando os deslizamentos.

Nas regiões montanhosas os fundos de vale são estreitos e se desenvolvem em persistentes fraturas tectônicas e nesses locais apenas os rios maiores são capazes de gerar depósitos fluviais, onde a maioria da população está localizada. Em áreas adjacentes aos vales são comumente encontrados depósitos de tálus ou colúvios ricos em blocos rochosos, observados na base das escarpas de afloramentos rochosos e de encostas íngremes. Por outro lado são encontrados também encostas com inclinações mais suaves, onde se apresentam espessos saprolitos e depósitos coluviais, que podem alcançar até 10 metros de profundidade (AVELAR, 2011). Os solos predominantes são bastante lixiviados, Cambissolos e Latossolos Vermelho-Amarelos Álicos, devido ao clima bastante úmido (DANTAS et al., 2005)

Os elevados gradientes das vertentes, grandes amplitudes topográficas e frequentes depósitos de tálus da Serra do Mar dificultam a ocupação humana e por esse motivo essa região ainda apresenta importantes áreas de Mata Atlântica preservados e protegidos por lei, como os Parques Nacionais do Itatiaia, da Serra da Bocaina, da Serra dos Órgãos, do Desengano (DANTAS et al., 2005) e dos Três Picos, que fica mais próximo das áreas experimentais do presente estudo (INEA, 2009). A formação fisionômica original da região é a Floresta Ombrófila Densa Montana, que atualmente encontra-se altamente alterada e fragmentada.

O bioma Mata Atlântica compõe um mosaico de formações florestais e outros ecossistemas associados, considerado um dos cinco *Hot Spots* de biodiversidade mais importantes do mundo (LINO, 2002). A Mata Atlântica foi o bioma brasileiro mais destruído, restando atualmente apenas 7 % da cobertura original numa área responsável por 70% do PIB brasileiro, onde vivem aproximadamente 120 milhões de pessoas (CAMPANILI & SCHAFFER, 2010). Segundo Ribeiro et al. (2009), mais de 80% dos fragmentos florestais possuem menos de 50 ha com distâncias entre si de mais de 1 km, cujas conectividades são insuficientes para a conservação a longo prazo dos ecossistemas. No Estado do Rio de Janeiro,

a situação da cobertura vegetal é crítica e os principais remanescentes encontram-se apenas em locais de maior declividade das elevações da Serra do Mar e dos maciços litorâneos (RAMBALDI et al., 2003). Segundo a Fundação SOS Mata Atlântica (2009) apud Silva (2014), o município de Nova Friburgo se destaca por seus 45% de área de cobertura florestal.

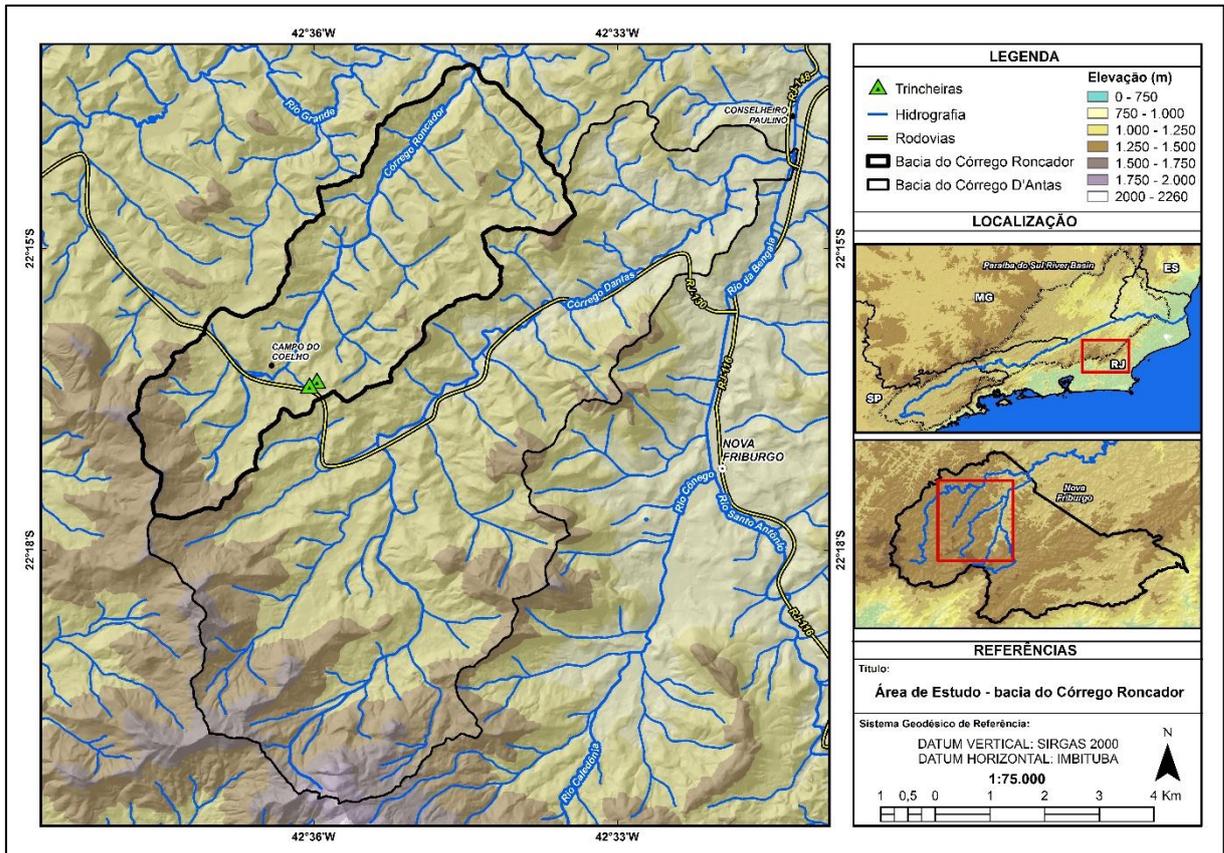


Figura 8 Mapa de localização da área de estudo.

4.1 Trincheiras

Para o desenvolvimento do presente estudo foram selecionadas duas encostas próximas para a abertura de uma trincheira em cada. As encostas estão localizadas no bairro do Jardim Suíço, no distrito de Campo do Coelho, sendo que a Trincheira 1 foi aberta em um fragmento florestal em estágio secundário de sucessão e a Trincheira 2 na borda de uma cicatriz de escorregamento translacional com predominância de gramíneas, ambas na bacia hidrográfica do Rio Grande e sub-bacia Córrego do Roncador (Figura 9). A escolha por essas encostas limitou-se à bacia Córrego Dantas e adjacências por ter sido a área mais afetada no evento extremo de chuva de janeiro de 2011, além da cicatriz de deslizamento e do fragmento florestal em estágio secundário serem representativos da região (SILVA, 2014; FRAGA, 2014).

Ambas as encostas apresentam uma declividade média em torno de 30° e uma topografia côncava resultante de escorregamentos pretéritos, em que na encosta coberta por gramínea a feição erosiva foi reativada novamente no evento de janeiro de 2011 (SILVA, 2014). Segundo Avelar et al. (2011) quatro tipos de materiais foram observados nas encostas afetadas pelos escorregamentos translacionais: colúvio avermelhado, intensamente laterizado que cobrem as encostas; colúvio castanho, com blocos de rocha, localizado nas cavidades dos vales; saprolito cinza em estágios iniciais de intemperismo; e saprolito rosa em estágios mais avançados de intemperismo, esses dois apresentando a maioria das superfícies de ruptura dos escorregamentos.

Segundo Fraga (2014), o fragmento florestal, onde está localizada a Trincheira 1, encontra-se em estágio secundário de sucessão ecológica, com aproximadamente 20 anos de idade, onde predominam indivíduos jovens, que formam apenas um extrato entre 3 a 9 metros de altura. O fragmento apresenta também alta porcentagem de árvores mortas (12,9%), característico da substituição das espécies arbóreas desse estágio sucessional. Com relação a composição da vegetação, dominam as espécies pioneiras e secundárias iniciais, com abundância das famílias Rubiaceae, Myrtaceae e Erythroxylaceae (68,87% dos indivíduos amostrados) (FRAGA, 2014). Neste trabalho também foi observada a distribuição dos sistemas radiculares que será melhor analisada juntamente com os resultados encontrados no presente estudo.

Como mencionado, a Trincheira 2 está localizada na borda de uma cicatriz originada por um escorregamento translacional, ocorrido no evento de janeiro de 2011. Segundo observações de Machado (2013), a profundidade média da ruptura da encosta foi de 1,5 metros originando uma cicatriz de grandes proporções, com dimensões aproximadas de 170 m de largura e 300 m de comprimento e área de 4 ha (MACHADO, 2013; SILVA, 2014). É importante destacar que essa trincheira foi aberta em uma elevação 50 metros acima da trincheira da floresta, em decorrência da existência de um grande bloco rochoso nessa mesma elevação. Segundo estudo desenvolvido por Silva (2014), a diferença de condutividade hidráulica entre as camadas laterítica e saprolítica, aliada a presença de blocos rochosos *in situ* pode favorecer o processo de exfiltração, favorecendo a ruptura da encosta. Nesse sentido, o presente estudo foi desenvolvido com o intuito de compreender os processos hidrológicos locais, de forma a trazer contribuições também para essa hipótese de instabilização das encostas (LACERDA, 2007; AVELAR et al., 2011; SILVA, 2016).

Com relação a vegetação, a encosta apresenta-se atualmente coberta por gramínea devido a um incêndio que ocorreu no local em dezembro de 2014. No entanto, a vegetação

anteriormente era caracterizada por espécies herbáceas-arbustivas, típicas dos estágios iniciais de sucessão ecológica. José (2016), por exemplo, observou espécies como *Myrcia splendens* (Guamirim), *Baccharis sp.* (Assa-peixe), *Senna macranthera* (Fedegoso) e algumas espécies arbustivas-arbóreas como *Pterogyne nitens* (Amendoin-bravo) na parte inferior da encosta.

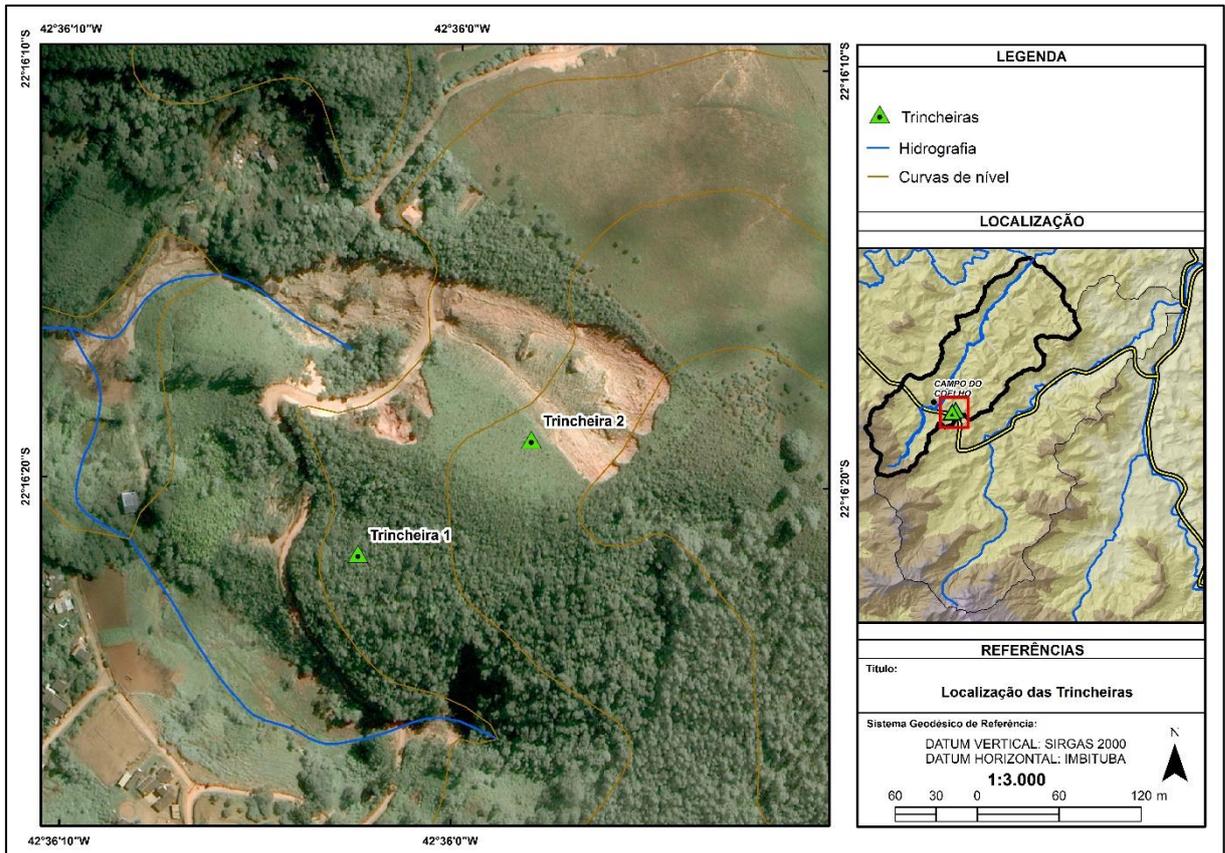


Figura 9 Localização da Trincheira 1 na área de floresta e da Trincheira 2 na área de gramínea.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

Nos estudos voltados para a compreensão do comportamento hidrológico nas encostas, o monitoramento de campo constitui uma etapa fundamental. Desse modo, para se atingir os objetivos propostos nesta pesquisa, as encostas selecionadas foram instrumentadas permitindo o monitoramento de campo contínuo da precipitação, atravessamento, interceptação, umidade do solo e fluxo subsuperficial. Paralelamente ao monitoramento de campo, foram realizadas também coletas de raízes e de amostras de solo para caracterização das propriedades físicas relevantes a compreensão do comportamento hidrológico, como granulometria, densidade, porosidade e estabilidade de agregados. As etapas metodológicas serão melhor desenvolvidas nos subitens a seguir.

5.1 Monitoramento da precipitação

O monitoramento da precipitação foi realizado através de um pluviômetro automático e um pluviômetro manual, que foram instalados próximos a uma altura de 1,5 metros acima do nível do terreno e a uma distância de aproximadamente 256 metros da trincheira 1 e 208 metros da trincheira 2 (Figura 10).

O pluviômetro automático instalado consiste num coletor do tipo caçamba de basculamento, modelo RG200 da Global Water, acoplado a um sistema digital de armazenamento de dados (data logger), modelo GL500-7-2 da Global Water. O pluviômetro foi programado para registrar os dados de precipitação em intervalos de 15 minutos, que eram baixados em campo a cada 40 dias. O pluviômetro manual modelo Ville de Paris já havia sido instalado anteriormente no local e foi utilizado com o intuito de validar os dados automáticos, sendo que os registros eram realizados sempre às 07 horas dos eventos de chuva por um leitor de campo.

Todos os dados de precipitação obtidos em campo eram periodicamente tabulados em planilhas do Excel para realização posteriormente das análises de correlação, precipitação anual, mensal, diária, classes de precipitação, intensidade e análises estatísticas. O período de monitoramento dos dados pluviométricos automáticos teve início em 08/01/2015 e término em 27/04/2016 devido a um problema com a bateria e para caracterizar o período em relação a precipitação média da região, foram utilizados os dados pluviométricos da estação Fazenda Mendes por estar localizada mais próxima da área de estudo e apresentar uma série temporal maior.



Figura 10 a) Pluviômetro automático a esquerda e pluviômetro manual a direita. b) Dados de precipitação sendo baixados do pluviômetro automático.

5.2 Monitoramento da interceptação

Para conhecer a precipitação que atinge o piso florestal, foram instaladas na área de floresta quatro calhas coletoras para o monitoramento do fluxo de atravessamento no período entre 09/05/2015 e 27/04/2016. As calhas de pvc retangulares (13,2 cm x 300 cm) foram instaladas à uma altura de 50 cm do solo, dispostas em zigue-zague, com uma leve inclinação para o direcionamento da água aos reservatórios. Vários estudos têm utilizado as redes de calha para o monitoramento da interceptação (CUARTAS, et al., 2007; SATO et al., 2011; BRAUMAN, et al., 2010), pois abrangem melhor grande parte da heterogeneidade interna da vegetação do que os coletores cilíndricos, sendo estes mais indicados quando pretende-se analisar a variabilidade espacial do fluxo de atravessamento, já que apresentam medidas pontuais (SATO, 2008).

Os fluxos de atravessamento coletados pelas calhas eram direcionados aos reservatórios de 34,5 litros por mangueiras, sendo que os ralos das calhas por onde eram conectadas as mangueiras foram cobertas com telas de alumínio para evitar a entrada de folhas e insetos que pudessem interromper o fluxo da água (Figura 11). Para que se mantivesse a altura das calhas, recomendada para as florestas tropicais, e houvesse desnível suficiente para o direcionamento da água aos reservatórios, foi necessário posicioná-los a uma distância de aproximadamente 10

metros das calhas. A cada evento de chuva, às 07 horas, os reservatórios eram esvaziados por um leitor de campo que com auxílio de uma proveta registrava os respectivos volumes de atravessamento.

Além da coleta manual, foram inseridos também nos quatro reservatórios transmissores de nível hidrostático ou sensores de nível de água, modelo LH850 da Sitron, com o objetivo de monitorar automaticamente o fluxo de atravessamento em intervalos de 15 minutos, sincronizados com a aquisição de dados de precipitação pelo pluviômetro automático. Dessa forma foi possível determinar não apenas o percentual de interceptação pela floresta, mas também o seu comportamento ao longo de cada evento de chuva. Para cada reservatório individualmente os dados automáticos foram calibrados com os dados manuais, através da correlação direta entre as alturas (cm) registradas pelo sensor de nível e os fluxos de atravessamento dos eventos de chuva, já expressos em altura (mm) pela correlação prévia dos volumes coletados com a área da calha. É importante ressaltar que no início do monitoramento um dos sensores de nível parou de funcionar, devido à queda de raio no local e, portanto, a análise dos dados automáticos foi realizada com três reservatórios.



Figura 11 a) Calha coletora de fluxo de atravessamento. b) Detalhe do reservatório.

5.3 Abertura de trincheiras e análise da densidade de raízes

5.3.1 Raízes grossas

Para caracterizar a distribuição das raízes grossas in situ por profundidade, foi aprofundada uma trincheira preexistente na área de floresta (FRAGA, 2014) e aberta outra trincheira na área de gramínea, ambas com dimensões finais de 1,5 m x 1 m x 2 m (Figura 12). As trincheiras foram abertas gradativamente, com intervalos de 10 cm de profundidade até os 50 cm, depois com intervalo de 25 cm até 100 cm e depois com intervalo de 50 cm até 2 m. O

solo retirado nos intervalos definidos foi peneirado em campo e todas as raízes grossas (>2 mm de diâmetro) encontradas foram ensacadas e etiquetadas (Figura 13). O critério para a escolha desses intervalos foi o aumento gradual da abertura da trincheira e coleta de raízes devido à zona de maior de densidade de raízes localizar-se nos primeiros 50 cm de solo (FRAGA, 2014).

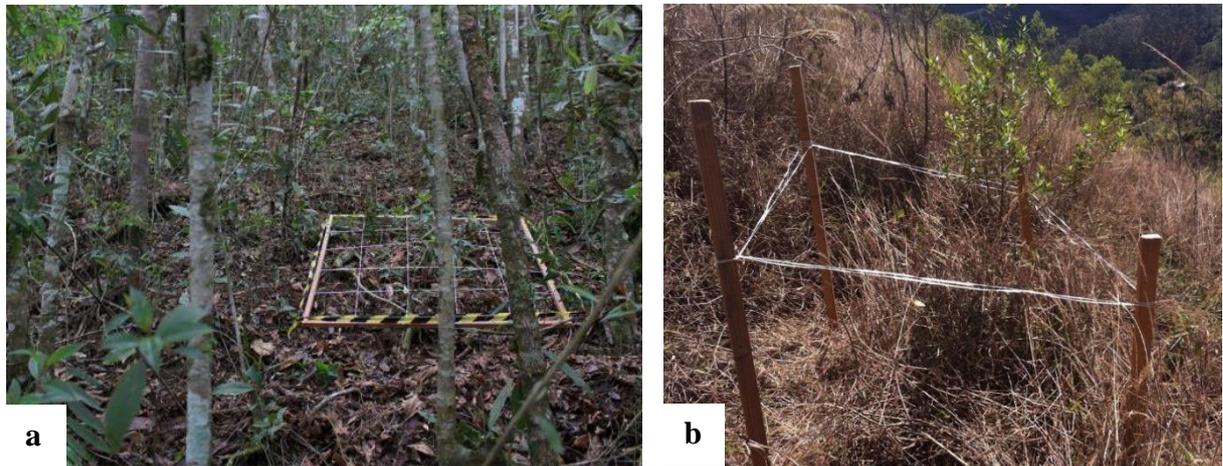


Figura 12 Locais de abertura das trincheiras. a) Trincheira 1 na área de floresta. Extraído de Fraga (2014). b) Trincheira 2 na área de gramínea.

As raízes foram então levadas para o laboratório, onde foram lavadas para a retirada do excesso de solo grudado em seu tecido e posteriormente foram colocadas na estufa por 72 horas. Uma vez secas, foram subdivididas nas seguintes classes de diâmetro, com o auxílio de paquímetro: 2-5 mm, 5-10 mm, 10-20 mm, 20-50 mm e >50 mm, conforme divisão realizada por Jansen (2001) e Fraga (2014) e pesadas em balança de precisão de 0,01 gramas. O comprimento total das raízes por classes de diâmetro para cada profundidade foi realizado manualmente com o auxílio de uma régua.

A densidade de raízes foi calculada correspondendo a uma extrapolação do peso e do comprimento das raízes por volume de solo. A densidade de raízes até a profundidade de 1 m na trincheira da encosta florestada foram obtidas do trabalho de Fraga (2014), que foi calculada por volume de $0,1 \text{ m}^3$ ($1 \text{ m} \times 1 \text{ m} \times 0,1 \text{ m}$) para as profundidades de 0-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm, 30-40 cm, 40-50 cm e por volume de $0,25 \text{ m}^3$ ($1 \text{ m} \times 1 \text{ m} \times 0,25 \text{ m}$) para as profundidades seguintes de 50-75 cm e 75-100 cm. Na trincheira da área de gramínea a densidade de raízes foi calculada por volume de $0,15 \text{ m}^3$ ($1,5 \text{ m} \times 1 \text{ m} \times 0,1 \text{ m}$) para as profundidades de 0-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm, 30-40 cm, 40-50 cm e por volume de $0,375 \text{ m}^3$ ($1,5 \text{ m} \times 1 \text{ m} \times 0,25 \text{ m}$) para as profundidades de 50-75 cm e 75-100 cm. Para as profundidades de 1-1,5 m e 1,5-2 m, a densidade de raízes foi calculada por volume de $0,75 \text{ m}^3$ ($1,5 \text{ m} \times 1 \text{ m} \times 0,5 \text{ m}$) em ambas as trincheiras e todos os valores foram expressos em g/m^3 e m/m^3 .

Fraga (2014) ressalta que há diversos tipos de amostragem de biomassa de raízes grossas, sendo muitos feitos em amostras cilíndricas pequenas, no entanto, a amostragem por trincheiras, apesar de serem mais morosos e limitantes no número de amostragem, permitem observações de campo mais detalhadas no processo de abertura, como presença de fauna edáfica, blocos de rocha, macroporos e dutos ao longo do perfil do solo, que são aspectos relevantes que influenciam a hidrologia de encostas.



Figura 13 a) Aprofundamento da Trincheira 1. b) Peneiramento do solo e coleta de raízes grossas na área de gramínea. c) Raízes mortas em decomposição na área de gramínea. d) Bloco de rocha na área de floresta.

5.3.2 Raízes finas

A amostragem das raízes finas foi realizada através de anéis de Kopeck de dimensões de 5,3 cm de altura e 4,8 cm de diâmetro nas mesmas profundidades determinadas para a coleta de raízes grossas (0 cm, 10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm, 50 cm, 75 cm, 1 m, 1,5 m - 2 m). Os anéis de Kopeck foram cravados no solo com martelo de borracha e retirados cuidadosamente com auxílio de espátula. Posteriormente foram limpos, retirando-se o excesso de solo grudado no seu entorno, envolvidos em papel filme e folha de alumínio, identificados e levados para o laboratório (Figura 14). Em cada trincheira, foram coletadas 4 amostras no topo das profundidades de 0 cm, 10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm, 50 cm e 75 cm e 3 amostras no topo das profundidades de 1,00 m, 1,5 m e 2,0 m, devido à presença de raízes finas reduzir significativamente a partir de 1 m. Foram coletadas no total 74 amostras indeformadas.

No laboratório, cada anel de Kopeck foi rasado de forma que apenas o solo contido no seu volume fosse usado, primeiramente, para determinação do índice de vazios e da porosidade

total, e posteriormente para determinação da densidade de raízes. O solo foi então lavado em peneiras sobrepostas de malha de 2 mm, 1 mm e 0,5 mm para a separação manual das raízes finas com auxílio de pinça. As raízes finas foram etiquetadas e levadas à estufa por 72 horas a 60°C e após secas foram pesadas em balança de precisão de 0,001 gramas. A densidade de raízes finas foi calculada correspondendo a uma extrapolação do peso das raízes por volume de solo contido nos anéis de Kopeck, conforme descrito por Fraga (2014).



Figura 14 a) Retirada de amostra com anel de kopeck e amostrador. b) Lavagem da amostra no conjunto de peneiras para posterior separação das raízes finas. c) Raízes finas separadas por profundidade e etiquetadas antes de serem levadas à estufa.

5.4 Análise das propriedades físicas do solo

Para a análise granulométrica e densidade real dos grãos foi coletada uma amostra deformada no topo de cada profundidade determinada para a detecção da umidade e do fluxo subsuperficial (0 cm, 20 cm, 50 cm, 1,0 m, 1,50 m e 2,20 m). Os ensaios de granulometria foram realizados no Laboratório de Geotecnia da COPPE/UFRJ, através de ensaios de granulometria dispersa (peneiramento e sedimentação), conforme os procedimentos da norma técnica ABNT (NBR 7181/84). Os ensaios de sedimentação foram realizados com defloculante para obtenção da textura do solo e sem defloculante e aparelho dispersor, conforme metodologia modificada, para obtenção das condições de agregação do solo em campo (LEAL, 2009; SILVA, 2014; FRAGA, 2014). Os ensaios de densidade real dos grãos foram realizados segundo o método DNER (DNER-ME 093/94). A estabilidade de agregados foi determinada pelo método por via úmida proposto pela EMBRAPA (1997).

Para os ensaios de índice de vazios e porosidade total foram coletadas amostras indeformadas em anéis de kopeck, que foram também utilizadas para determinação das raízes finas a fim de se correlacionar a variação da porosidade com a distribuição das raízes ao longo

do perfil do solo. No laboratório, as amostras foram rasadas, pesadas e conhecendo a tara dos anéis, os pesos dos solos úmidos foram obtidos por subtração. Em seguida as amostras foram levadas para estufa à 110° C por 24 horas e posteriormente foram pesadas para conhecimento dos pesos dos solos secos e conseqüentemente das umidades. Em posse desses valores, dos volumes dos anéis e das densidades reais dos grãos foi possível calcular os índices de vazios e as porosidades totais das amostras de solo através das fórmulas 3 e 4 (PINTO, 2006).

$$e = \frac{\gamma_s}{\gamma_d} - 1 \quad (3)$$

$$n = \frac{e}{1+e} \times 100 \quad (4)$$

onde,

e = índice de vazios

n = porosidade

γ_s = peso específico dos sólidos

γ_d = peso específico aparente seco

5.5 Medição da umidade do solo e da geração de fluxo subsuperficial

Para verificar a formação de zona de saturação em eventos extremos de chuva e subsequente fluxo subsuperficial, instalou-se sensores de matriz granular (GMS) e coletores de fluxo subsuperficial nas seguintes profundidades: 0 cm, 20 cm, 50 cm, 100 cm, 150 cm e 220 cm. Dessa forma, se poderá correlacionar os valores de umidade de solo com os valores de escoamento em cada profundidade. É importante ressaltar que o primeiro sensor foi instalado horizontalmente entre 0 cm e 3 cm, com o intuito de fornecer a variação da sucção em resposta à precipitação terminal, além disso, para o monitoramento dos fluxos subsuperficiais foi necessária a instalação de uma calha coletora na superfície, cujos dados foram também analisados nesse estudo. A escolha pela última profundidade de 220 cm foi devido à maioria dos deslizamentos translacionais na região ter apresentado superfície de ruptura máxima igual a 200 cm (AVELAR et al., 2011).

A instalação dos coletores de fluxo subsuperficial foi feita através de calhas de pvc de 1,5 m de comprimento, que foram fixadas nas profundidades citadas nas paredes frontais das trincheiras com o auxílio de suportes de calhas e ripas de madeira. A fim de direcionar o fluxo para as calhas foram fincadas folhas galvanizadas nas paredes das trincheiras com caimento para as calhas, estas também com uma suave inclinação para as mangueiras conectadas aos

reservatórios respectivos de cada profundidade, conforme pode-se observar na figura 15. Por fim, as trincheiras foram cobertas com telhados nos quais foram fixados folhas de alumínio para evitar o salpico das gotas de chuva para montante das trincheiras. O monitoramento dos fluxos foi feito a partir da mensuração dos volumes dos reservatórios a cada evento de chuva com auxílio de um leitor de campo.



Figura 15 Instalação de calhas coletoras de fluxo subsuperficial. a) Delimitação das profundidades e posicionamento das folhas de alumínio. b) Detalhe da folha de alumínio acoplada a calha coletora.



Figura 16 Trincheiras com calhas coletoras de fluxo subsuperficial. a) Trincheira 1. b) Trincheira 2.

Há vários métodos e equipamentos que permitem detectar indiretamente o teor de umidade do solo, como por exemplo, os métodos elétricos, através da resistência do solo; os

métodos térmicos, através da condutividade térmica; e a tensiometria que mede a umidade através da resistência da água no solo (FONTES et al., 2010). Entre os sensores de resistência elétrica, destaca-se os sensores de matriz granular (GMS), inicialmente desenvolvido para a agronomia para controlar sistemas de irrigação. Os sensores operam por dois eletrodos envolvidos por uma matriz granular, que medem a condutividade elétrica do solo em função do teor de umidade da matriz granular, esta, por sua vez, encoberta por um tecido e uma tela metálica, por onde a água entra e sai do sensor. Assim, a partir do equilíbrio entre os valores de sucção da matriz granular e do solo que a envolve, pode-se obter a sucção do solo por meio de uma curva de calibração (PEREIRA et al., 2006; MENDES, et al., 2007).

As principais vantagens dos sensores GMS em relação aos outros instrumentos são que eles não necessitam de constante manutenção e alcançam uma capacidade de leitura entre 0 e -200 centibar, em comparação, por exemplo, aos tensiômetros que alcançam valores de leituras menores (FONTES et al., 2010). O sistema permite leitura automática de até sete sensores GMS e um sensor de temperatura, cujos dados são transferidos para um datalogger e posteriormente transferidos para uma planilha eletrônica. O sensor de temperatura é usado para compensar as leituras dos sensores GMS, já que a temperatura afeta a acurácia das leituras.²

No presente trabalho a medição da sucção do solo em cada profundidade foi feita a partir de sensores de matriz granular. Foram instalados seis sensores de matriz granular e um sensor de temperatura posicionados acima de cada trincheira nas mesmas profundidades das calhas coletoras de escoamento subsuperficial (0 cm, 20 cm, 50 cm, 100 cm, 150 cm e 220 cm). Os sensores foram instalados em zigue-zague de forma a evitar uma possível interferência dos fluxos subsuperficiais conforme Figura 17. Os sensores foram inseridos com auxílio de canos de pvc e vergalhões em furos de 22 mm de diâmetro previamente abertos com trados e preenchidos com lama, garantindo assim a boa aderência dos sensores no solo (Figura 18). O sensor de temperatura foi instalado na profundidade de 1,0 m que igualmente aos demais seis sensores foi conectado ao datalogger da Watermark, cujos dados também foram baixados em campo pelo software da Watermark.

²O sensor GMS precisa do valor de temperatura para compensar a leitura de sucção do solo, que pode ser feita de diferentes formas. Uma forma é um sensor de temperatura compensar vários sensores GMS, outra forma é cada sensor GMS apresentar um sensor de temperatura para compensação individual e a última forma é a programação da temperatura para a compensação de todos os sensores.

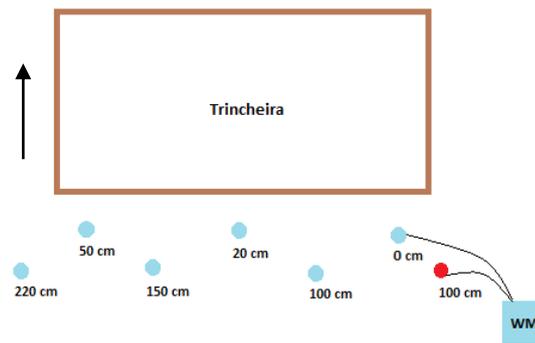


Figura 17 Esquema da posição dos sensores de matriz granular (azul) e do sensor de temperatura (vermelho) instalados acima das trincheiras e conectados ao datalogger (WM).

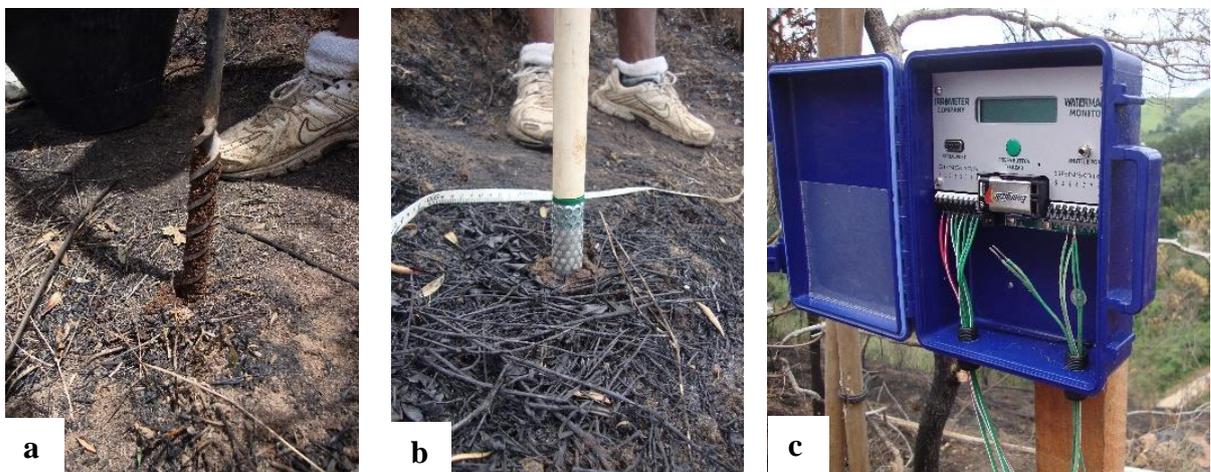


Figura 18 a) Perfuração com trado manual. b) Preenchimento do furo com lama preparada com o solo retirado e inserção dos sensores com auxílio de canos de pvc. c) Conexão dos sensores no datalogger.



Figura 19 Sistema de monitoramento da umidade do solo e geração de fluxo subsuperficial nas trincheiras. a) Trincheira 1. b) Trincheira 2.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Precipitação

O período do estudo entre janeiro de 2015 e abril de 2016 foi primeiramente analisado em relação a precipitação média característica da região. Para isso foram obtidos dados pluviométricos da estação meteorológica mais perto da área de estudo que apresentasse uma série temporal maior. O coeficiente de correlação entre as precipitações mensais registradas pela estação Campo do Coelho e pela estação Fazenda Mendes foi de 0,80, o que representa uma boa correlação entre os dados para efeitos de comparação. A série temporal de precipitação anual obtida pela estação Fazenda Mendes foi de 65 anos e está apresentada na figura 20 com ausência do ano de 2006 por falta de dado. O ano de 2015 está destacado em azul escuro e vale ressaltar que o ano de 2016 não foi representado por ter sido monitorado apenas até o mês de abril.

A média da precipitação anual foi estabelecida em 1484,1 mm, valor próximo do encontrado por Silva (2014), que analisou os dados da mesma estação, porém com uma série temporal de 31 anos. O desvio padrão calculado foi igual a 292,8 mm com um coeficiente de variação igual a 20%. A precipitação média anual está de acordo com o esperado para a região, que apresenta uma precipitação de 2500 mm nas áreas de maior altitude decrescendo progressivamente até 1300 mm em direção ao norte segundo Coelho Netto et al. (2011).

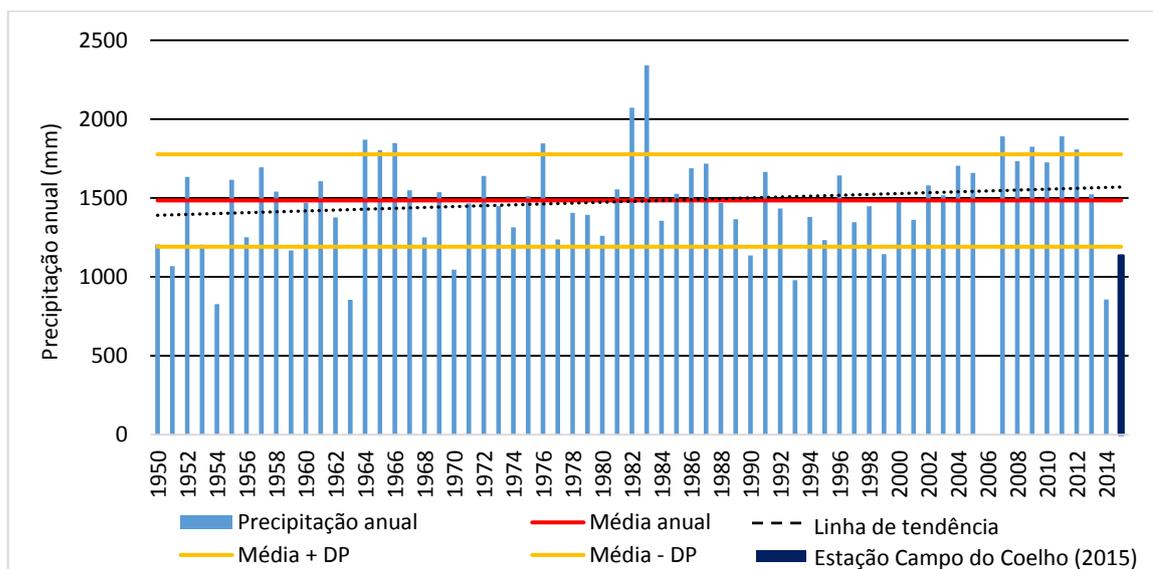


Figura 20 Histograma de precipitação anual da estação Fazenda Mendes (1950 a 2015).

Como pode ser observado na figura 20 os anos de 1983 e 1982 foram extremamente chuvosos, apresentando respectivamente 2339,8 mm e 2071,2 mm, valores acima do limite de

variação de dois desvios padrão, seguidos de 2011. Já o ano de 1954 apresentou o menor precipitação da série, em torno de 827 mm, seguido dos anos de 1963 e 2014, todos considerados extremamente secos. De modo geral a série temporal mostrou uma significativa variabilidade da pluviosidade interanual com tendência de aumento dos totais pluviométricos. O ano de 2015 apresentou uma precipitação acumulada de apenas 1135,2 mm, caracterizando-se como um ano seco, enquanto que 2016 apresentou uma precipitação acumulada até o mês de abril de 772,1 mm, valor 54% maior em relação ao mesmo período de 2015.

A distribuição da precipitação ao longo do período de estudo está apresentada na figura 21, juntamente com as médias e desvios padrão mensais e a média dos três anos mais secos e dos três anos mais chuvosos. Como pode ser observado pela média mensal, a precipitação da região apresenta uma distribuição ao longo do ano bastante sazonal, com o período seco (< 100 mm/mês) estabelecido entre os meses de abril e setembro e o período chuvoso (>100 mm/mês) entre os meses de outubro e março, que corresponde a 80% da precipitação que ocorre em todo o ano.

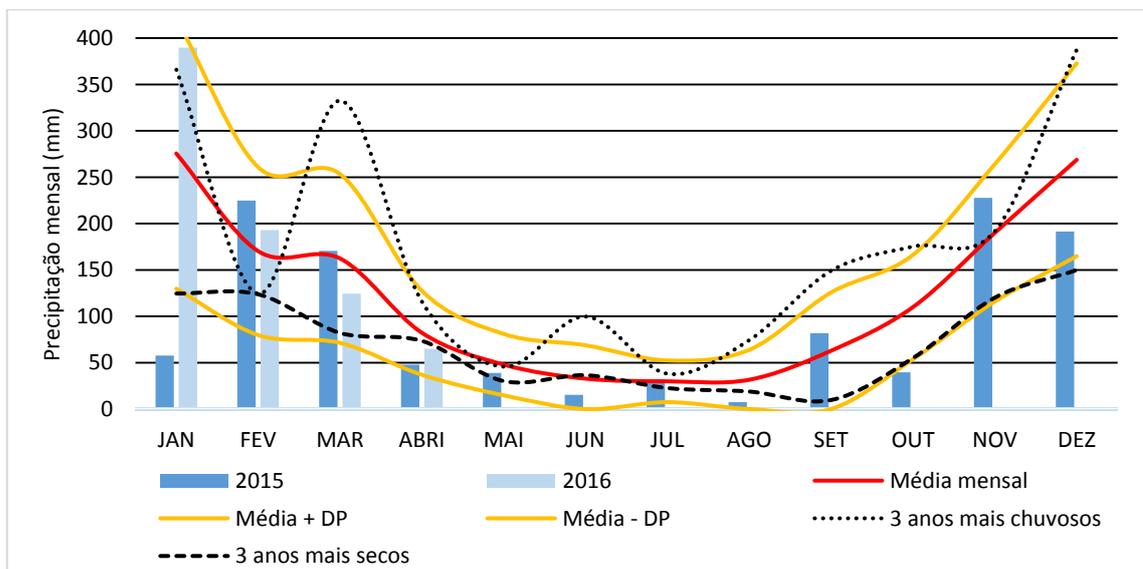


Figura 21 Distribuição mensal da precipitação de 2015 e 2016, média mensal, média mais desvio padrão, média menos desvio padrão e média dos três anos mais chuvoso e dos três anos mais secos da série temporal.

Nota-se que os maiores desvios padrão encontram-se entre novembro e março, com o maior valor em janeiro (145,8 mm) e os menores desvios padrão entre maio e agosto, com o menor valor em julho (22,5 mm) evidenciando que a maior variação da precipitação no período chuvoso é o que contribui significativamente para a diferença interanual da precipitação, ao passo que o período seco tende a apresentar índices pluviométricos restritos a uma pequena faixa de variação. A média dos três anos mais secos auxiliam nessa compreensão por apresentar

um comportamento mais homogêneo com índices mensais abaixo da média, enquanto que a média dos três anos mais chuvosos apresenta um comportamento mais variável ao longo do ano, com vários meses principalmente na primavera e no verão com índices acima do limite de variação.

Com relação ao período de estudo, apesar do ano de 2015 ter mostrado a mesma tendência de distribuição sazonal da precipitação, o mês de janeiro se apresentou atípico dentro do período chuvoso com precipitação acumulada de apenas 57,6 mm, equivalente a 21% da precipitação média do mês. Os meses de fevereiro e março apresentaram acumulados mensais conforme o esperado, no entanto, o início do período seco em abril foi marcado por uma queda de mais de 70% em relação ao mês anterior. No período seco, os meses com os menores índices pluviométricos foram agosto e junho com 7,4 mm e 15,3 mm respectivamente. Em outubro foi observado pela segunda vez no ano uma precipitação abaixo do esperado, contrastado pela precipitação de novembro de 227,7 mm, a maior precipitação mensal do ano. Em janeiro de 2016 a precipitação foi consideravelmente alta, quase sete vezes maior em relação ao mesmo mês do ano anterior, enquanto os meses seguintes apresentaram índices pluviométricos próximos da média.

O baixo índice pluviométrico do primeiro ano deste estudo refletiu o comportamento da seca histórica do sudeste brasileiro iniciado em São Paulo no final de 2013, se estendendo para os outros estados ao longo de 2014 e 2015 (SORIANO et al., 2016). Segundo Marengo et al. (2015) a causa da grande escassez de chuva foi o estabelecimento de um persistente e prolongado sistema de alta pressão durante o verão de 2013 e 2014 que não permitiu o desenvolvimento da ZCAS e o avanço das frentes frias, situação essa que se repetiu com menor intensidade e duração no verão de 2014 e 2015, mas que não permitiu a recuperação da umidade do solo, contribuindo para a permanência da seca na região sudeste.

Durante o período de estudo ocorreram 198 dias chuvosos dos 486 dias monitorados, correspondendo a 41%, mais que a média que ocorre na região (35%). Baseado na frequência das classes de precipitação diária, constata-se que aproximadamente 53% das precipitações encontraram-se na classe de 0,4 - 5 mm, seguindo uma tendência de decréscimo para as maiores classes (Figura 22, Tabela 1). Vale destacar que neste estudo as precipitações iguais a 0,2 mm, correspondente a um pulso do pluviômetro, foram descartadas, uma vez que essa altura normalmente não é quantificada nos pluviômetros convencionais comprometendo a análise em relação às precipitações diárias históricas. É sabido, no entanto, que essa altura está relacionada a precipitação pelas nuvens e a pequenas garoas com importância para os estudos de interceptação das nuvens pelas copas arbóreas (BRUIJNZEEL, 2001).

Na comparação com a distribuição das frequências das classes de precipitação ocorridas desde 1950, percebe-se que o período de estudo apresentou a mesma tendência de distribuição, com a diferença encontrada entre as chuvas consideradas fracas a moderadas, em que a classe de 0,4 – 5 mm apresentou um aumento da frequência em relação à média e as classes de 5,1 – 10 mm, 10,1 – 20 mm e 20,1 – 30 mm apresentaram uma diminuição. As chuvas consideradas fortes e muito fortes apresentaram uma distribuição esperada, não ocorrendo nenhuma chuva extrema (> 100 mm) durante o período de estudo.

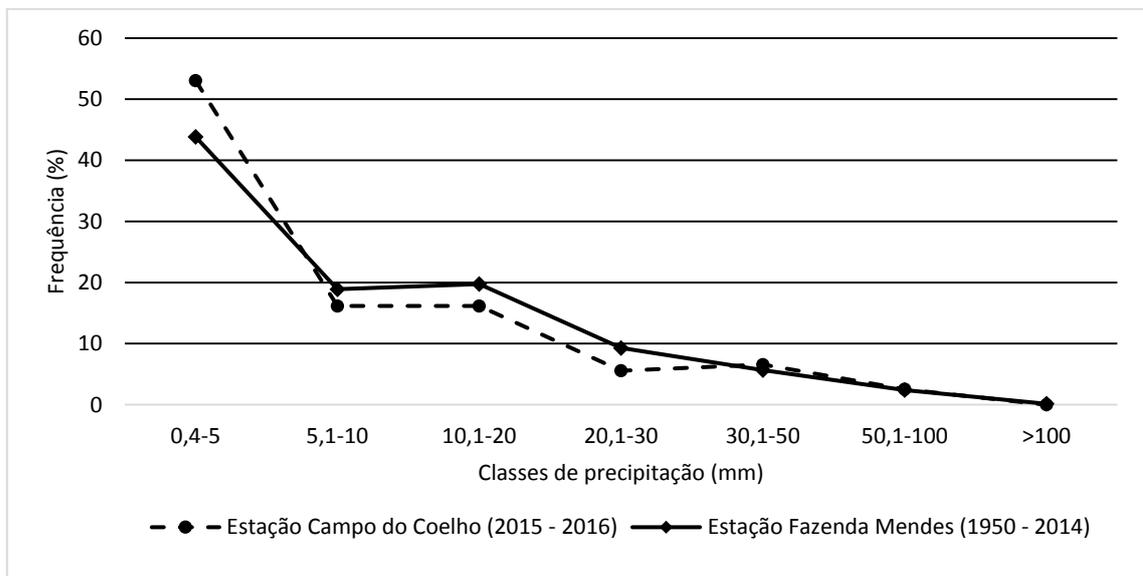


Figura 22 Frequência das classes de precipitação da estação Campo do Coelho (2015 - 2016) e da estação Fazenda Mendes (1950 - 2014).

Na análise da frequência das classes de precipitação por mês chama a atenção o aumento da frequência de precipitações na classe de 0,4 – 5 mm para todos os meses de 2015, exceto para março. O primeiro mês de janeiro, como esperado, apresentou a frequência de classes mais anômala, onde todos os 12 dias chuvosos se concentraram nas três primeiras classes, com a classe de 0,2 – 5 mm apresentando frequência de 58% em contraste com a média de 31% (Figura 23). É importante destacar que, em média, a distribuição das classes para esse mês apresenta um decréscimo gradativo das menores para as maiores classes, muito similar ao mês de dezembro, se diferenciando deste apenas pela maior frequência de precipitações extremas.

Os dois meses mais secos do ano apresentaram todos os dias chuvosos na menor classe de precipitação, em comparação à aproximadamente 64% de participação dessa classe que ocorre em média nos meses. A medição da precipitação de novembro foi comprometida devido a um entupimento do pluviômetro no provável dia 05 que passou a registrar valores diariamente em torno de 1,5 mm até o dia 15, quando foi registrada uma altura acumulada de 41,4 mm, no

entanto para a análise das classes de precipitação deste período foram utilizadas as informações da precipitação interna da floresta. Esse mês apresentou 7 dias a mais de chuva, com o dobro da participação da classe de 30,1 – 50 mm. Chama a atenção para a alta pluviosidade de janeiro de 2016 a menor participação da classe de 0,4 – 5 mm e a participação de 17% da classe de 30,1 – 50 mm e de 11% da classe de 50,1 – 100 mm em comparação à média de 9% e 4% respectivamente. Já abril apresentou o dobro do número de dias chuvosos, 86% concentrado até precipitações de 10 mm e o restante nas precipitações entre 30 e 50 mm, explicando sua baixa pluviosidade mensal.

Tabela 1 Ocorrência de dias chuvosos por classes de precipitação com as respectivas porcentagens da estação Campo do Coelho (2015 e 2016) e da estação Fazenda Mendes (1950 a 2014).

Classes (mm)	Estação Campo do Coelho		Estação Fazenda Mendes	
	% Total de dias	% Dias chuvosos	% Total de dias	% Dias chuvosos
0	59,3		65,4	
0,4-5	21,6	53,0	15,2	43,8
5,1-10	6,6	16,2	6,5	18,9
10,1-20	6,6	16,2	6,8	19,7
20,1-30	2,3	5,6	3,2	9,3
30,1-50	2,7	6,6	2,0	5,7
50,1-100	1,0	2,5	0,8	2,4
>100	0,0	0,0	0,1	0,2

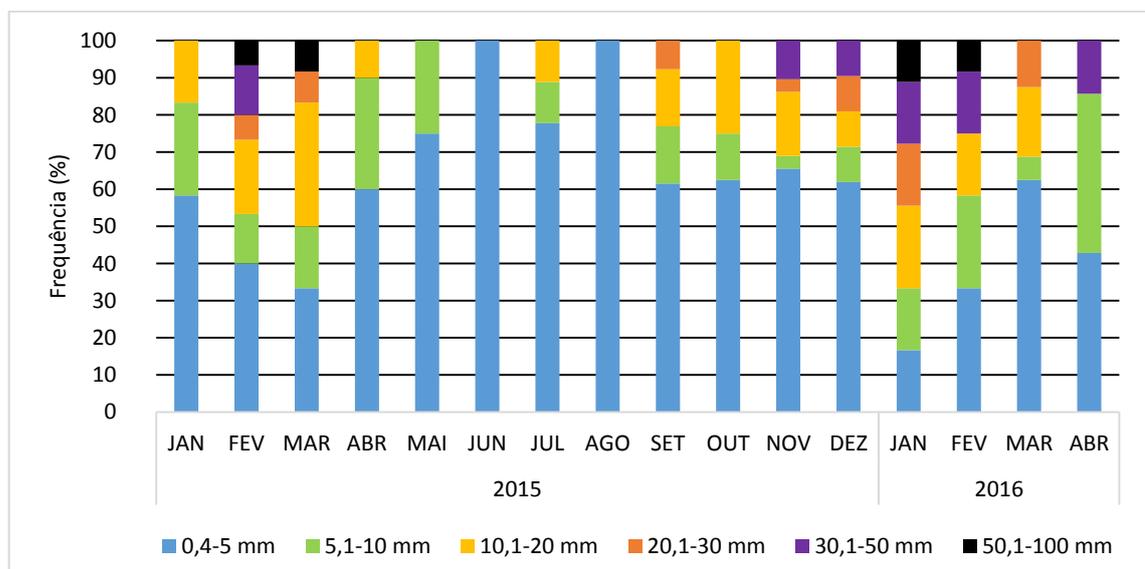


Figura 23 Frequência das classes de precipitação por mês (2015 e 2016).

De forma geral, é possível constatar que o baixo índice pluviométrico de 2015 foi devido a uma diminuição considerável da participação das precipitações moderadas e fortes especialmente no verão e aumento da participação de precipitações fracas. Ainda que não seja

possível conhecer a precipitação total anual de 2016 e a participação total das classes de precipitação, foi possível observar que a precipitação acumulada até abril, 11% acima da média, foi decorrente principalmente da alta pluviosidade de janeiro que apresentou uma normalidade da frequência das precipitações moderadas e aumento da frequência de precipitações entre 30 e 100 mm (LEOPOLD, 1951; COELHO NETTO, 1979; COELHO NETTO, 1985).

6.2 Intercepção

A análise do atravessamento foi referente ao monitoramento do dia 09/05/2015 ao dia 27/04/2016, compreendendo 144 dias chuvosos dos quais 109 tiveram coletas manuais de atravessamento. É importante ressaltar que cada coleta foi realizada após um dia de precipitação, no qual pode ter ocorrido mais de um evento, assim as medidas de atravessamento apresentadas a seguir são referentes às precipitações diárias. As medidas entre os reservatórios apresentaram um coeficiente de variação médio de 12,7%, variando de 0,9% a 39% em função inversa da precipitação, como pode ser observado na figura 24. Silveira (2004) encontrou coeficiente de variação quase três vezes maior (34%) entre pluviômetros cilíndricos instalados no Parque Nacional da Tijuca (RJ). A baixa variabilidade espacial do presente estudo permitiu utilizar a média das medidas entre os reservatórios para o cálculo do atravessamento. A utilização da rede de calhas contribuiu para a baixa variabilidade entre os reservatórios, pois a maior superfície de captura, em forma de transectos, abrange a heterogeneidade do dossel e consequentemente do atravessamento, decorrente da concentração de fluxos e gotejamento, típico de florestas tropicais (CUARTAS et al., 2007).

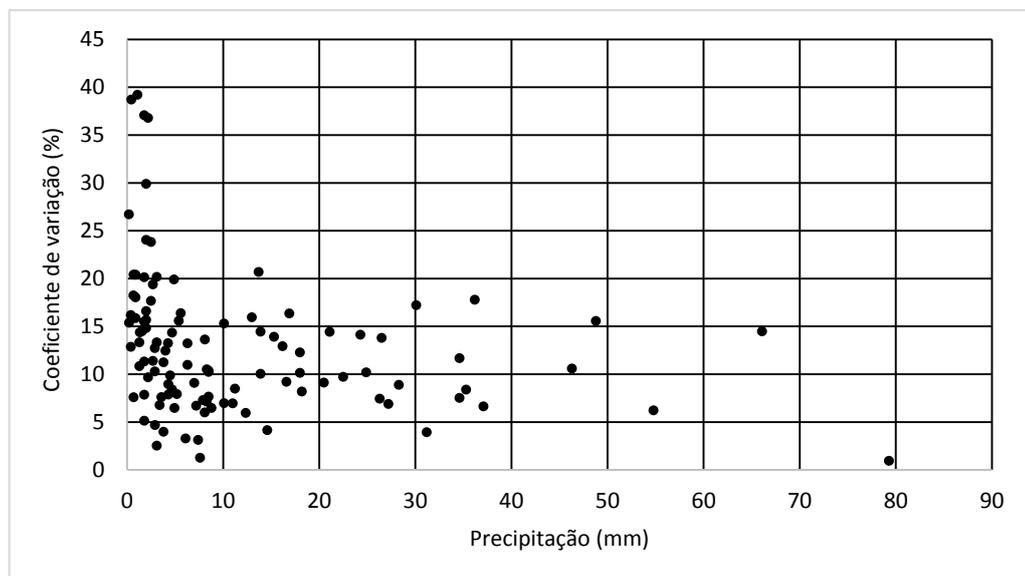


Figura 24 Correlação entre precipitação e coeficiente de variação das medidas de atravessamento.

A precipitação total do período foi de 1260,1 mm, da qual 1021,4 mm atravessou o dossel florestal, correspondendo a 81% de atravessamento e a 19% de interceptação. Com base na figura 25, observa-se uma boa correlação entre o atravessamento e a precipitação ($R^2 = 0,95$), em que o aumento da precipitação é acompanhado pelo aumento do atravessamento como esperado. Os valores de atravessamento e interceptação encontrados são semelhantes à de outros trabalhos realizados no domínio da Mata Atlântica no sudeste brasileiro. Coelho Netto (1985), por exemplo, encontrou valores de atravessamento e interceptação respectivamente de 83% e 17% no Parque Nacional da Tijuca (RJ). No Parque Estadual da Serra do Mar (SP), Nalon et al. (1993) encontraram valores respectivamente de 89,6% e 9,7%, enquanto Arcova et al. (2003) encontraram valores respectivamente de 81,2% e 18,6%. Já Togashi et al. (2012) obtiveram fluxos de atravessamento de 75% em floresta secundária avançada, 94% em floresta secundária inicial e 89% em área de borda, caracterizada pela transição das florestas anteriores, no Parque Estadual da Pedra Branca (RJ).

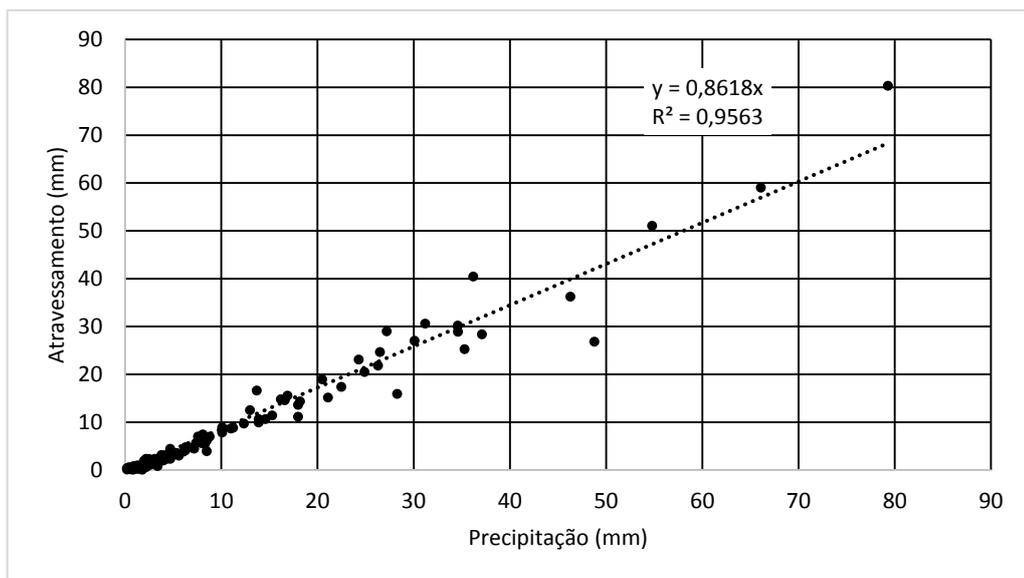


Figura 25 Correlação entre precipitação e atravessamento.

Na análise do atravessamento por classes de precipitação é possível constatar o aumento do valor percentual do atravessamento conforme o aumento da classe de precipitação. A classe de 0,4 – 5 mm foi a que apresentou o menor valor (60%), corroborando que precipitações menores são as mais interceptadas por não serem capazes de alcançar a capacidade máxima de armazenamento das copas. As quatro classes seguintes de 5,1 – 10 mm, 10,1 – 20 mm, 20,1 – 30 mm e 30,1- 50 mm apresentaram valores percentuais parecidos, em torno de 83%, enquanto a maior classe de precipitação apresentou valor de 95%, o que pode estar relacionado tanto a

saturação máxima das copas, devido às precipitações destas classes ocorrerem normalmente após alguns dias seguidos de precipitação, quanto ao seu efeito de concentração de fluxos.

É importante destacar que nenhuma das precipitações desta classe foi antecedida por pelo menos um dia de precipitação menor que 0,4 mm, enquanto que duas precipitações da classe 30,1 -50 mm apresentaram apenas três dias antecedentes e uma precipitação da classe 20,1 – 30 mm apresentou apenas um dia antecedente. Já as três classes inferiores apresentaram mais de três dias antecedentes com precipitações menores que 0,4 mm. Outros trabalhos que analisaram o atravessamento por classes de precipitação também observaram essa tendência de aumento em função da umidade antecedente. Lorenzon (2011), por exemplo, observou atravessamento de apenas 28% e 25% de precipitações até 2,5 mm em florestas de estágio inicial e avançado respectivamente. Para precipitações entre 2,5 mm e 5 mm já foi observado valor próximo do encontrado no presente estudo, de 60% na floresta inicial e 44% na floresta avançada.

A análise do atravessamento total por mês confirma que as características das chuvas, como magnitude duração e intensidade influenciam no atravessamento e que seu maior ou menor valor depende do período do ano. Como pode ser observado na figura 26, o período seco de 2015 apresentou os maiores valores percentuais mensais de interceptação, uma vez que seus meses foram caracterizados por precipitações menores, o que pode ser confirmado com auxílio da figura 23, menos intensas e menos frequentes ou seja, com mais dias de estiagem entre eventos. Os meses mais secos do ano, junho e agosto, que apresentaram todas as precipitações até 5 mm, foram igualmente os que apresentaram as maiores valores de interceptação, de 48% e 46% respectivamente. Com o início do período chuvoso a interceptação mensal diminui não ultrapassando 17% durante todo o período.

É importante destacar que a diferença marcante entre os valores de interceptação entre o período seco e o chuvoso deste estudo também pode estar relacionado ao ano seco atípico de 2015. No entanto, esse comportamento também é encontrado em outros trabalhos. Arcova et al. (2003) encontraram interceptação elevada de 26% no período seco reduzindo para 16% no período chuvoso, atribuindo este comportamento às condições distintas das precipitações entre os períodos, em que o primeiro é caracterizado por chuvas contínuas e pouco intensas que podem ser totalmente interceptadas. Nalon et al. (1993) analisaram as precipitações por classes de intensidade, observando que chuvas com intensidade superior a 11 mm/h, consideradas de alta intensidade, ocorreram com maior frequência no período chuvoso, no qual também foi observado menor interceptação.

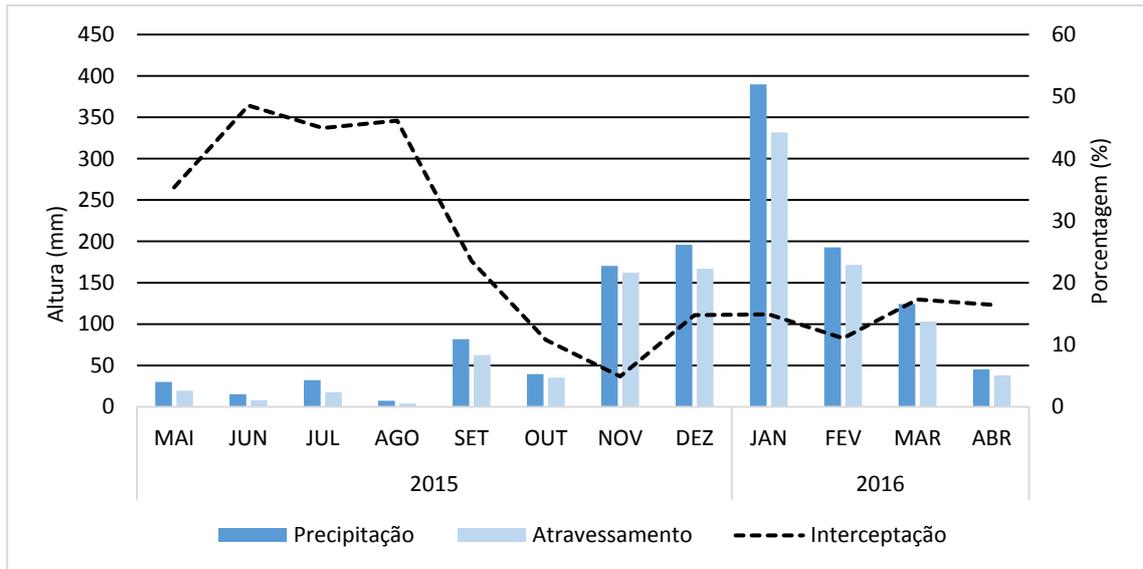


Figura 26 Distribuição mensal da precipitação e do atravessamento e valores percentuais de interceptação de cada mês durante o período de monitoramento.

As medidas de interceptação pelo método automático foram obtidas através da correlação das medidas de atravessamento coletadas e as respectivas alturas registradas pelo sensor de nível após uma precipitação diária para cada reservatório. Os coeficientes de correlação encontrados de 0,95, 0,95 e 0,94 para os reservatórios 1, 2 e 3 respectivamente permitiram a utilização dos fatores de correlação (1,56, 1,56 e 1,57 respectivamente) para a obtenção do atravessamento a cada 15 min durante os eventos de chuva. A correlação final entre as medidas de atravessamento coletados e as respectivas medidas automáticas está apresentada na figura 27, que se encontra muito bem ajustada, confirmando a confiabilidade do método automático para a medição do atravessamento de forma contínua, de modo a se analisar o comportamento do atravessamento durante e entre os eventos de chuva.

A correlação entre precipitação e atravessamento calculado automaticamente forneceu o mesmo coeficiente angular que a correlação entre precipitação e atravessamento coletado, porém o coeficiente de correlação foi maior ($R^2 = 0,97$) e o atravessamento foi de 84% da precipitação acima do dossel. A figura 28 apresenta por fim o atravessamento sincronizado com a precipitação em intervalos de 15 min durante todo o período de monitoramento, em que é possível observar que entre maio e outubro as precipitações não apresentaram picos maiores que 5 mm no intervalo, enquanto que a partir de novembro observa-se precipitações mais frequentes e intensas, em que a maioria apresentou alturas próximas de atravessamento.

Além desse método se mostrar confiável, é interessante pela possibilidade de sincronização com o monitoramento da precipitação e pelo aumento dos intervalos entre as coletas. É importante ressaltar que o método automático não exclui a necessidade de coleta,

uma vez que é necessário o esvaziamento periódico dos reservatórios para a continuidade do monitoramento, que no período seco pode ser com uma periodicidade menor, mas no período chuvoso maior. A sincronização do atravessamento com a precipitação permitiu o entendimento não apenas do comportamento da interceptação pela floresta para diferentes condições de precipitação, mas também de como ocorreu a entrada de água no solo na presença de cobertura florestal.

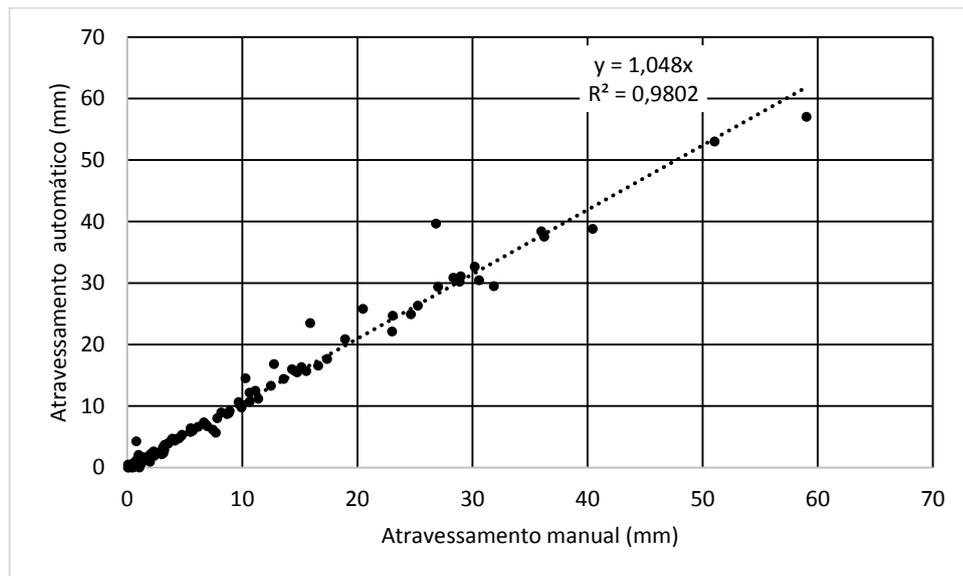


Figura 27 Correlação entre as medidas de atravessamento obtidas pelo método convencional e pelo método automático.

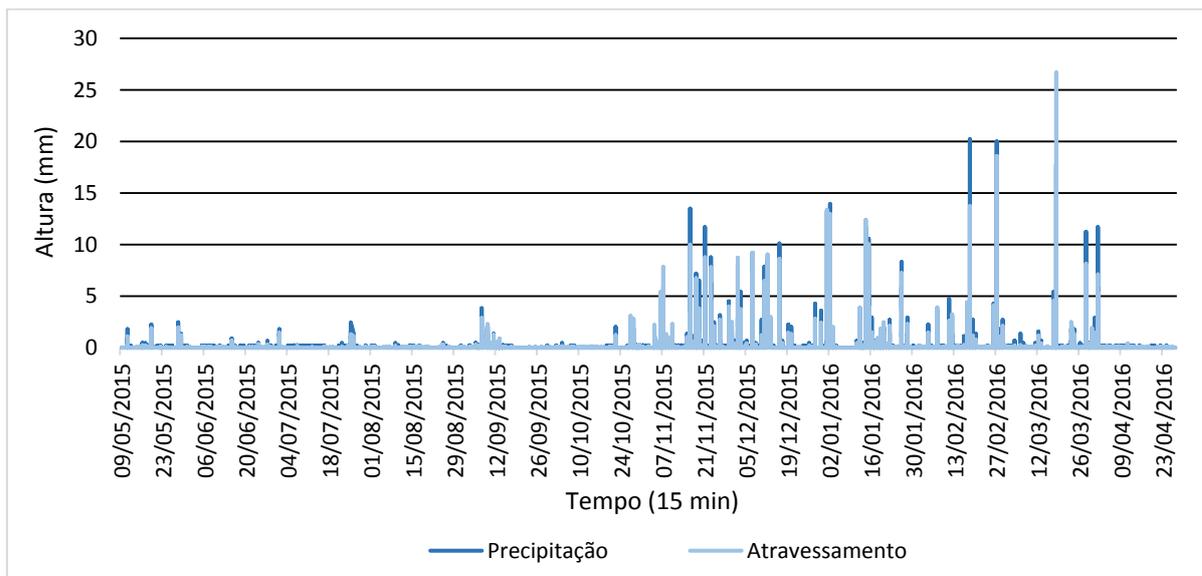


Figura 28 Sincronização da precipitação e atravessamento em intervalos de 15 min.

6.3 Raízes

6.3.1 Raízes grossas

A densidade total de raízes grossas, independente de profundidade e classe de diâmetro, apresentou valores relativos bastante discrepantes de 1.785 g/m³ na área de floresta e de 121,2 g/m³ na área de gramínea. Ambas as áreas apresentaram uma maior concentração de raízes grossas nos primeiros centímetros de solo, entretanto, enquanto na floresta a densidade de raízes diminuiu gradualmente a partir da profundidade de 40 cm, na gramínea as raízes se concentraram até a profundidade de 30 cm (Figura 29). É interessante ressaltar que na gramínea 97% da biomassa de raízes está concentrada até a profundidade de 30 cm, enquanto que na floresta esse valor (98%) somente foi alcançado na profundidade de 75 cm (Tabela 2).

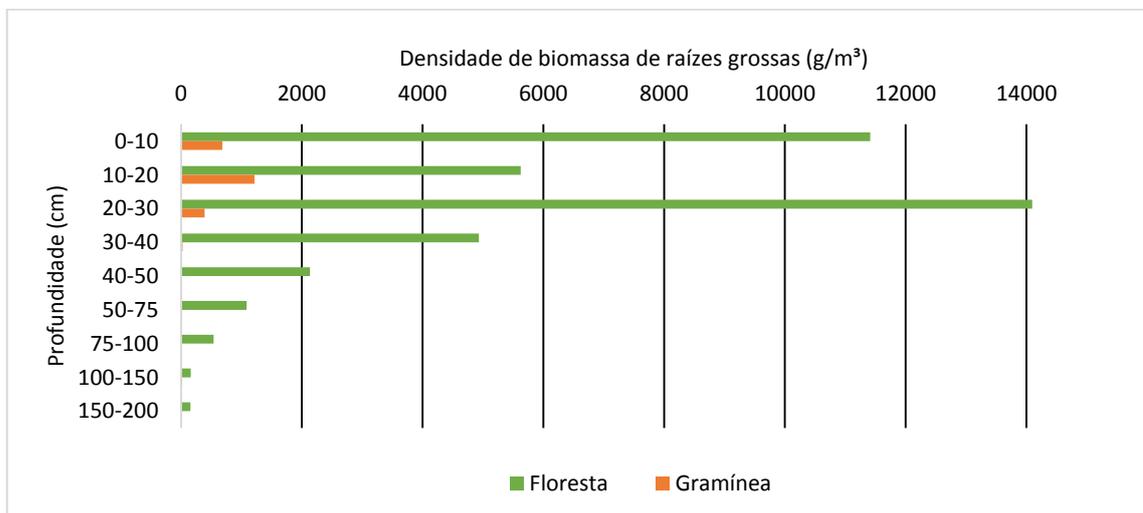


Figura 29 Distribuição vertical da densidade de biomassa de raízes grossas (> 2 mm) na floresta e na gramínea.

Tabela 2 Densidade de biomassa de raízes grossas (g/m³) por profundidade e contribuição percentual em parêntesis.

Profundidade (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-75	75-100	100-150	150-200
Floresta	11412,0 (28)	5625,0 (14)	14095,0 (35)	4931,0 (12)	2135,0 (5)	1084,4 (3)	538,4 (1)	160,5 (0,4)	155,5 (0,4)
Gramínea	682,2 (29)	1215,0 (52)	390,1 (17)	25,5 (1)	6,7 (0,3)	9,2 (0,4)	3,8 (0,2)	13,7 (1)	0,6 (0)

A maior concentração de raízes próxima da superfície, com decréscimo em profundidade está de acordo com o padrão encontrado na literatura (SCHENK, 2005; GENET et al., 2008; STOKES et al., 2009; GENET et al., 2010). Genet et al. (2010) encontraram 90% da biomassa de raízes até 30 cm de profundidade em área de estágio inicial de sucessão, composta por gramíneas e herbáceas, 80% em área de estágio secundário e 77% em área de

estágio avançado, ressaltando que a maior concentração de raízes nas camadas superiores do solo é devido à ocorrência da maior parte dos nutrientes e matéria orgânica, embora a biomassa de raízes cresça em profundidade conforme o avanço do estágio sucessional.

Na floresta, a maior densidade de raízes grossas na profundidade de 30 cm é devido ao incremento de raízes com diâmetro superior a 20 mm localizadas principalmente nesta profundidade, conforme relatado por Fraga (2014). Segundo a autora a grande biomassa de raízes das classes de diâmetro de 20-50 mm e >50 mm ao longo do perfil, mas principalmente na profundidade de 30 cm, foi o principal fator para a maior biomassa encontrada nesta floresta secundária em comparação com outra em estágio mais avançado, o que está relacionado ao método de amostragem por trincheira que não abrange a variabilidade espacial das raízes, acarretando muitas vezes em superestimativas (FRAGA, 2014). Como pode ser observado na tabela 3, mesmo com o aprofundamento da trincheira e a inclusão da biomassa de raízes das profundidades de 150 cm e 200 cm, as classes de diâmetro de 20-50 mm e > 50 mm correspondem ainda a 61% da biomassa total de raízes na floresta, demonstrando que as raízes mais grossas de sustentação estão localizadas preferencialmente até 100 cm.

Tabela 3 Densidade de biomassa de raízes grossas (g/m³) por classes de diâmetro e contribuição percentual em parêntesis.

Classe de diâmetro (mm)	2-5	5-10	10-20	20-50	>50
Floresta	143,6 (8)	253,0 (14)	288,8 (16)	631,1 (35)	468,4 (26)
Gramínea	24,1 (20)	21,3 (18)	71,9 (59)	3,7 (3)	0,0 (0)

Na gramínea, não foi encontrada nenhuma raiz da classe de diâmetro >50 mm. Aproximadamente 60% da biomassa das raízes foi encontrada na classe de diâmetro de 10-20 mm e praticamente o restante nas classes de diâmetro de 2-5 mm e 5-10 mm (Tabela 3). Vale ressaltar que as campanhas de campo para amostragem das raízes foi anterior a queimada que ocorreu na área de gramínea e que o local na época apresentava algumas espécies arbustivas esparsas que contribuíram, portanto, para os valores encontrados de biomassa de raízes grossas. No entanto, percebe-se que além dos valores bastante inferiores de densidade de biomassa das raízes, essas são majoritariamente pertencentes às menores classes de diâmetro localizadas nas camadas mais superficiais de solo.

Com relação a distribuição das raízes por classes de diâmetro em profundidade, percebe-se na floresta, que as duas maiores classes apresentam maiores densidades de biomassa até 100 cm. A classe > 50 mm no compartimento entre 10 cm e 75 cm, onde é terminal e a classe de

20-50 mm no compartimento entre 0 cm e 40 cm voltando a aumentar a 100 cm, onde é terminal. Tal fato, como mencionado, está relacionado à inclusão de poucas raízes muito grossas que superestimam a densidade de biomassa (FRAGA, 2014; VANCE & NADKARNI, 1991), porém constata-se que essas raízes grossas maiores de sustentação, que localizam-se preferencialmente no primeiro metro do solo, determinam o padrão de distribuição das raízes grossas menores que se ramificam, podendo ser encontradas até 2 metros (Tabela, 4) (DANJON et al., 2008; STOKES et al., 2009).

Tabela 4 Densidade de biomassa de raízes grossas (g/m^3) por classes de diâmetro e profundidade e contribuição percentual em parêntesis.

Profundidade (cm)	Floresta					Gramínea				
	Classes de diâmetro (mm)					Classes de diâmetro (mm)				
	2-5	5-10	10-20	20-50	>50	2-5	5-10	10-20	20-50	>50
0-10	1287,0 (45)	2828,0 (53)	1565,0 (24)	5147,0 (34)	585,0 (6)	154,0 (37)	253,6 (61)	200,6 (14)	73,9 (100)	0,0 (0)
10-20	442,0 (16)	882,0 (16)	649,0 (10)	1870,0 (12)	1782,0 (17)	161,2 (39)	127,5 (31)	926,3 (64)	0,0 (0)	0,0 (0)
20-30	513,0 (18)	939,0 (18)	1993,0 (30)	5829,0 (39)	4821,0 (46)	56,8 (14)	20,7 (5)	312,6 (22)	0,0 (0)	0,0 (0)
30-40	286,0 (10)	367,0 (7)	1304,0 (20)	1504,0 (10)	1470,0 (14)	20,8 (5)	4,6 (1)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)
40-50	123,0 (4)	112,0 (2)	925,0 (14)	67,0 (0,4)	908,0 (9)	4,9 (1)	1,8 (0,4)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)
50-75	52,0 (2)	74,0 (1)	26,4 (0,4)	74,4 (0,5)	857,6 (8)	1,5 (0,4)	7,7 (2)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)
75-100	31,2 (1)	31,2 (1)	5,6 (0,1)	470,4 (3)	0,0 (0)	3,8 (1)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)
100-150	46,3 (2)	67,7 (1)	46,4 (1)	0,0 (0)	0,0 (0)	13,7 (3)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)
150-200	51,1 (2)	56,9 (1)	47,5 (1)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,6 (0,2)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)

Na gramínea, as raízes pertencentes a classe de 20-50 mm apresentaram baixa densidade de biomassa totalmente concentrada na profundidade de 0-10 cm. A classe de 10-20 mm apresentou as maiores densidades de biomassa no pequeno compartimento entre 0 cm e 30 cm, caracterizando a profundidade das raízes grossas principais (pivotantes) da plantas arbustivas encontradas na área da trincheira. Nota-se que a classe de diâmetro de 5-10 mm apresenta alcance também somente até a profundidade de 75 cm na gramínea e que somente a menor classe de diâmetro de raízes grossas se encontra presente até a última profundidade.

A análise da densidade de comprimento de raízes se mostra interessante por ser um indicador do recobrimento das raízes no solo (REUBENS et al., 2007). O comprimento total de

raízes encontrado foi de 49,1 m/m³ na floresta e de 6,4 m/m³ na gramínea. Observa-se na floresta que a primeira camada apresenta uma densidade de comprimento discrepante, equivalente a 42% do comprimento total. Na profundidade de 20-30 cm, a alta densidade de comprimento, ao contrário do observado com a densidade de biomassa, é devido às raízes da classe de 2-5 mm. A partir dessa profundidade o comprimento das raízes diminui gradativamente voltando a aumentar na profundidade de 100-150 cm. Na gramínea aproximadamente 92% do comprimento total está localizado até 30 cm, tornando-se negligenciável no compartimento entre 30 cm e 100 cm, voltando a aumentar também a partir desta profundidade (Figura 30).

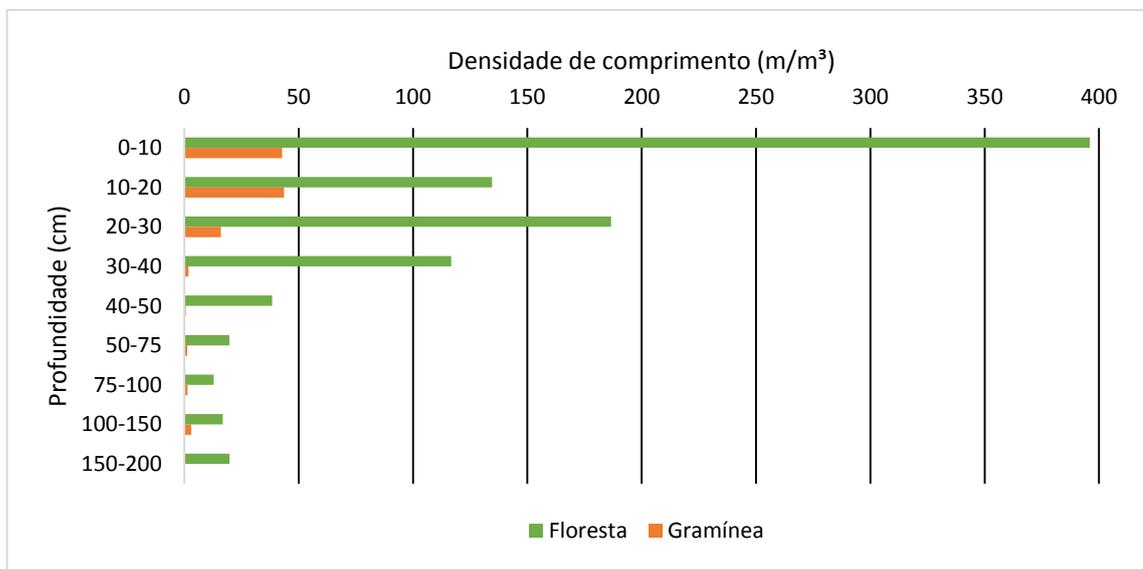


Figura 30 Distribuição vertical da densidade de comprimento de raízes grossas (>2 mm) na floresta e gramínea.

Tabela 5 Distribuição da densidade de comprimento de raízes grossas (m/m³) por profundidade e contribuição percentual em parêntesis.

Profundidade (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-75	75-100	100-150	150-200
Floresta	395,9 (42)	134,5 (14)	186,6 (20)	116,6 (12)	38,3 (4)	19,7 (2)	12,9 (1)	16,8 (2)	19,7 (2)
Gramínea	42,8 (39)	43,6 (39)	15,9 (14)	1,8 (2)	0,6 (1)	1,2 (1)	1,4 (1)	3,0 (3)	0,3 (0,3)

A classe de diâmetro de 2-5 mm foi a que apresentou o maior comprimento em ambas as áreas. A contribuição dessa classe foi de 59% e 70% nas áreas da floresta e gramínea, respectivamente, embora, na gramínea a densidade de comprimento tenha sido de apenas 4,7 m/m³ (Tabela 6). Na distribuição do comprimento de raízes por classes de diâmetro e profundidade apresentada na tabela 7, constata-se que a classe de diâmetro de 2-5 mm apresenta as maiores densidades de comprimento em todas as profundidades, com valor máximo na

profundidade de 0-10 cm na floresta e valores parecidos nas profundidades de 0-10 cm e 10-20 cm na gramínea. Nota-se que as duas maiores classes de diâmetro, ao contrário da densidade de biomassa, apresentam os menores valores de densidade de comprimento em todas as profundidades, evidenciando que as raízes dessas classes aumentam em espessura em vez de extensão com função principal de sustentação dos indivíduos arbóreos.

Tabela 6 Densidade de comprimento de raízes grossas (m/m^3) e contribuição percentual em parêntesis de biomassa de raízes grossas por classes de diâmetro.

Classe de diâmetro (cm)	2-5	5-10	10-20	20-50	>50
Floresta	30,5 (59)	12,4 (26)	4,0 (9)	1,7 (4)	0,4 (1)
Gramínea	4,7 (70)	0,9 (16)	0,7 (13)	0,0 (0,3)	0,0 (0)

Tabela 7 Densidade de comprimento de raízes grossas (m/m^3) e contribuição percentual em parêntesis de biomassa de raízes por classes de diâmetro e profundidade.

Profundidade (cm)	Floresta					Gramínea				
	Classes de diâmetro (mm)					Classes de diâmetro (mm)				
	2-5	5-10	10-20	20-50	>50	2-5	5-10	10-20	20-50	>50
0-10	233,7 (42)	127,0 (51)	22,0 (25)	12,8 (31)	0,3 (3)	28,8 (37)	10,9 (60)	2,8 (19)	0,3 (100)	0,0 (0)
10-20	79,3 (14)	39,2 (16)	11,6 (13)	2,9 (7)	1,5 (14)	29,8 (38)	5,4 (30)	8,4 (57)	0,0 (0)	0,0 (0)
20-30	98,3 (18)	37,8 (15)	28,7 (32)	16,4 (40)	5,3 (50)	11,6 (15)	0,8 (5)	3,6 (24)	0,0 (0)	0,0 (0)
30-40	67,3 (12)	23,6 (10)	16,5 (19)	7,5 (18)	1,7 (16)	1,5 (2)	0,3 (2)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)
40-50	24,0 (4)	5,0 (2)	8,3 (9)	0,1 (0,4)	0,9 (9)	0,4 (1)	0,1 (1)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)
50-75	13,6 (2)	4,4 (2)	0,7 (1)	0,1 (0,3)	0,9 (9)	0,8 (1)	0,5 (3)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)
75-100	9,0 (2)	2,4 (1)	0,1 (0,2)	1,2 (3)	0,0 (0)	1,4 (2)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)
100-150	12,1 (2)	4,0 (2)	0,8 (1)	0,0 (0)	0,0 (0)	3,1 (4)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)
150-200	14,9 (3)	4,2 (2)	0,6 (1)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,3 (0,4)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)	0,0 (0)

Chama a atenção que nas camadas terminais das raízes a densidade de comprimento apresenta uma tendência de aumento, com exceção das raízes da classe de diâmetro > 50 mm na floresta e das classes de diâmetro de 10-20 mm e 20-50 mm na gramínea. Essa tendência também pôde ser observada na análise da distribuição de biomassa por classes de diâmetro em profundidade (Tabela 4) e na análise geral da distribuição do comprimento por profundidade

(Figura 30). Jansen (2001) encontrou a mesma tendência de aumento em uma floresta Atlântica, atribuindo isso à perspectiva de análise dos sistemas radiculares em perfil vertical, em que as raízes passam a apresentar orientação preferencialmente vertical em profundidade sendo portanto mais amostradas. No entanto, Ghestem (2011) afirma que as raízes não buscam água ativamente, mas são capazes de se reorientar e se ramificar em raízes laterais menores e dessas em raízes finas quando alcançam uma porção do solo mais úmida, o que pode resultar no aumento tanto da biomassa quanto do comprimento das raízes nas camadas mais profundas.

6.3.2 Raízes finas

A distribuição de raízes finas apresentou um comportamento diferente em relação à distribuição das raízes grossas. No total as áreas de floresta e gramínea apresentaram densidades de biomassa similares de 526,1 g/m³ e 515 g/m³ respectivamente. Como pode ser observado na figura 31 e na tabela 8 as duas áreas apresentaram valores de densidade de biomassa próximos, com a mesma tendência de diminuição em profundidade. A alta variabilidade das amostras observada nos desvios padrão demonstra a necessidade de uma amostragem mais ampla, como também constatado por Fraga (2014).

A densidade de biomassa de raízes finas na floresta é maior que na gramínea, devido provavelmente à maior concentração de nutrientes e matéria orgânica proveniente da serapilheira, no entanto, chama a atenção a inversão dos valores nas profundidades de 10 cm, 20 cm, 30 cm e 40 cm. De acordo com Berish (1998) o recobrimento do solo pelas raízes está relacionado inversamente com a fertilidade, em que as raízes para compensar a escassez de nutrientes aumentam em biomassa para maximizar a absorção de nutrientes. Assim, com o avanço da sucessão e o aporte de nutrientes no solo pela reciclagem da própria vegetação, as raízes finas tendem a ser menos dependentes dos nutrientes do solo mineral, se concentrando preferencialmente perto da superfície.

É interessante observar que a 75 cm a densidade de raízes na gramínea aumenta voltando a diminuir abruptamente a 100 cm, não sendo observada mais nas próximas profundidades, enquanto que na floresta esse aumento com posterior diminuição ocorre nas profundidades de 50 cm e 100 cm. Uma explicação para esse comportamento é a terminação das raízes grossas que coincidem com as profundidades (Tabelas 4 e 7). Segundo Ghestem et al. (2011) aglomerados de raízes finas podem ser observados ao longo ou no final das raízes grossas, correspondendo à zonas de absorção de nutrientes e água. Como poderá ser observado na próxima seção, o aumento das raízes finas nessas profundidades coincidem também com o

aumento da porosidade, que pode resultar na facilitação do crescimento das raízes finas, como pode ser também um resultado da ocorrência das raízes finas nessas profundidades.

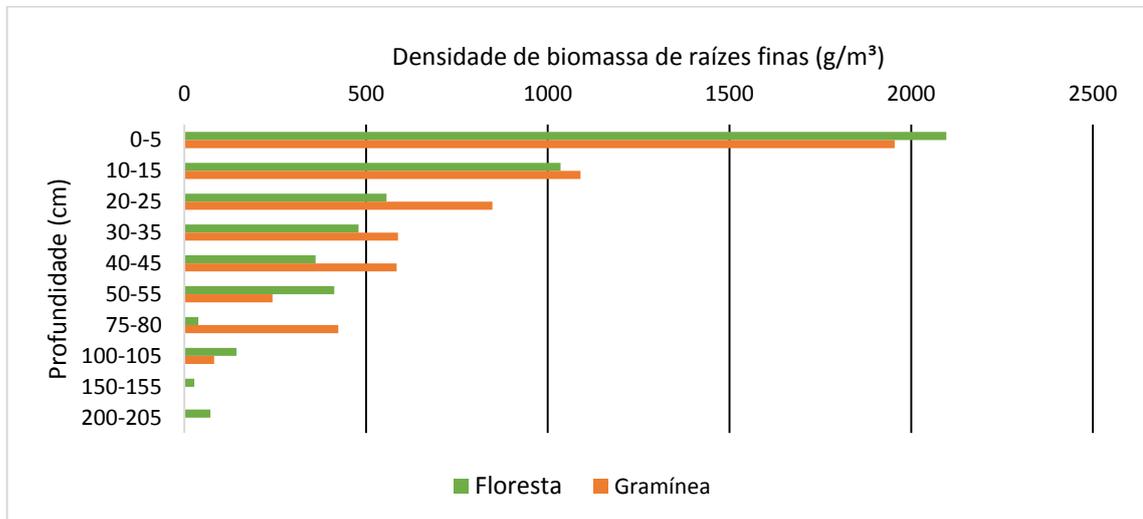


Figura 31 Densidade de biomassa de raízes finas nas áreas de floresta e gramínea.

Tabela 8 Densidade de biomassa de raízes finas e desvio padrão (DP) por profundidade nas áreas de floresta e gramínea.

Profundidade (cm)	Floresta		Gramínea	
	Média (g/m³)	DP	Média (g/m³)	DP
0-5	2096,6	813,9	1954,8	901,2
10-15	1035,5	319,8	1090,2	970,2
20-25	556,2	407,2	847,5	283,7
30-35	479,3	185,7	587,8	237,4
40-45	361,4	317,1	584,4	161,7
50-55	412,7	670,5	242,6	162,6
75-80	38,4	76,9	423,8	274,5
100-105	143,5	104,0	82,0	108,5
150-155	27,3	47,4	0,0	0,0
200-205	71,8	89,4	0,0	0,0

6.4 Propriedades físicas

6.4.1 Granulometria

É possível observar na floresta maiores teores de argila ao longo de todo o perfil, caracterizando o solo como argiloso (ESTADOS UNIDOS, 1993), com exceção da superfície em que a porcentagem de areia é maior. Na gramínea é possível observar uma maior variação de textura ao longo do perfil. Até a profundidade de 20 cm o alto teor de areia seguido de argila caracteriza o solo como franco argilo arenoso. Na profundidade de 50 cm observa-se um aumento significativo do teor de argila, caracterizando o solo como argiloso e na profundidade

imediatamente abaixo uma diminuição significativa do teor de argila com aumento do silte, caracterizando o solo como franco. Nas maiores profundidades os altos teores de areia enquadram os solos na categoria de franco arenoso (Figura 33, Anexo 1).

Os resultados apresentados mostram típicos perfis de solos tropicais, em que as porcentagens de argila são maiores nas camadas mais superficiais, com a presença de um horizonte iluvial (horizonte B) de acumulação de partículas finas provenientes das camadas superiores, que passam a diminuir e conseqüentemente a aumentar as porcentagens de areia e pedregulho com o aumento da profundidade (HILLEL, 1998; LEPSCH, 2011). Chama a atenção, porém, os maiores percentuais de argila na área da floresta em relação a área de gramínea, que pode estar relacionado com a posição da trincheira na gramínea mais perto do divisor, como também observado por Leal (2009) no município de Bananal (RJ).

Silva (2014) também analisou a textura do solo em maiores profundidades em vários pontos da encosta coberta por gramínea, encontrando basicamente duas camadas com características distintas marcantes, uma camada laterítica, cuja base localiza-se entre 1,5 m e 5,0 m, composta por altos percentuais de argila, devido ao avançado grau de intemperismo, conferindo ao solo uma estrutura mais estável e elevada porosidade e uma camada mais profunda, saprolítica, com maiores percentuais de areia e estruturas reliquias associadas à rocha matriz, responsáveis pela redução da condutividade hidráulica entre as camadas e possível formação de um lençol suspenso em eventos extremos de chuva.

Os resultados das análises granulométricas sem uso de defloculante e dispersor se resumem às frações de silte e areia, demonstrando a agregação *in situ* das partículas de argila que podem assumir o comportamento hidrológico de partículas maiores, conforme observado por Silva (2014) e indicado na figura 34 e Anexo 1. Em ambas as áreas as classes texturais mudaram de areia franca para franco arenosa na profundidade de 100 cm, apresentando diferença apenas na superfície da floresta em que a maior agregação das partículas confere ao solo um comportamento mais arenosa. No entanto, é possível notar que na gramínea há um maior percentual de agregados de menor tamanho, apresentando comportamento de partículas de silte, que atinge valor máximo (44%) a 100 cm de profundidade.

Outros trabalhos também observaram o comportamento agregado dos solos nos ensaios de granulometria sem uso de defloculante e dispersor. Na floresta, Fraga (2015) observou o comportamento mais arenoso do solo até 50 cm de profundidade, o que pode estar relacionado à maior preservação de sua estrutura no início da abertura da trincheira. Silva (2014) analisando os solos até o domínio do saprolito observou o predomínio da classe areia franca na gramínea, enquanto José (2016), comparando as duas áreas, porém mais superficialmente e na parte

inferior das encostas, também observou maior percentual de agregados de menor tamanho na gramínea e maior percentual de agregados de maior tamanho na floresta, devido à presença de matéria orgânica que aumenta a estruturação do solo.

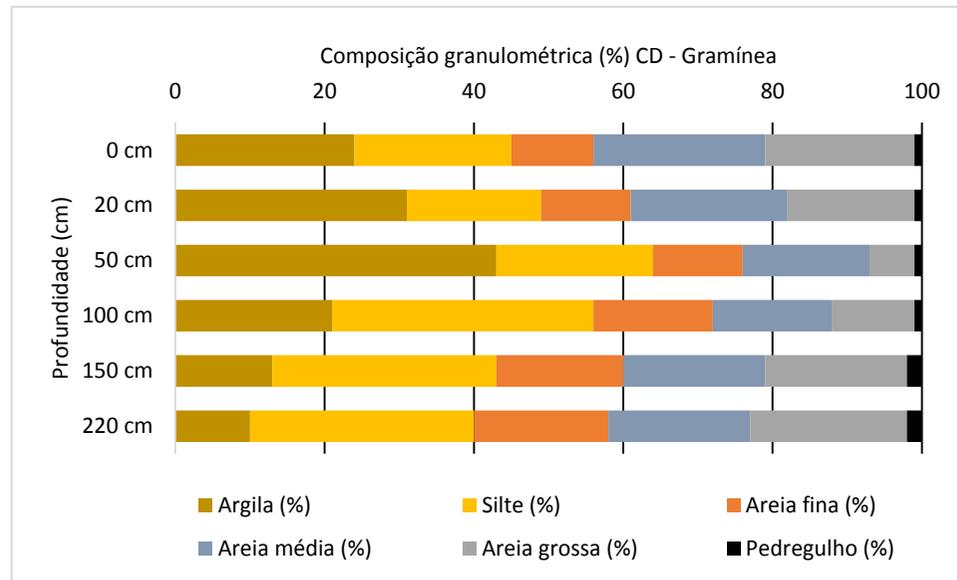
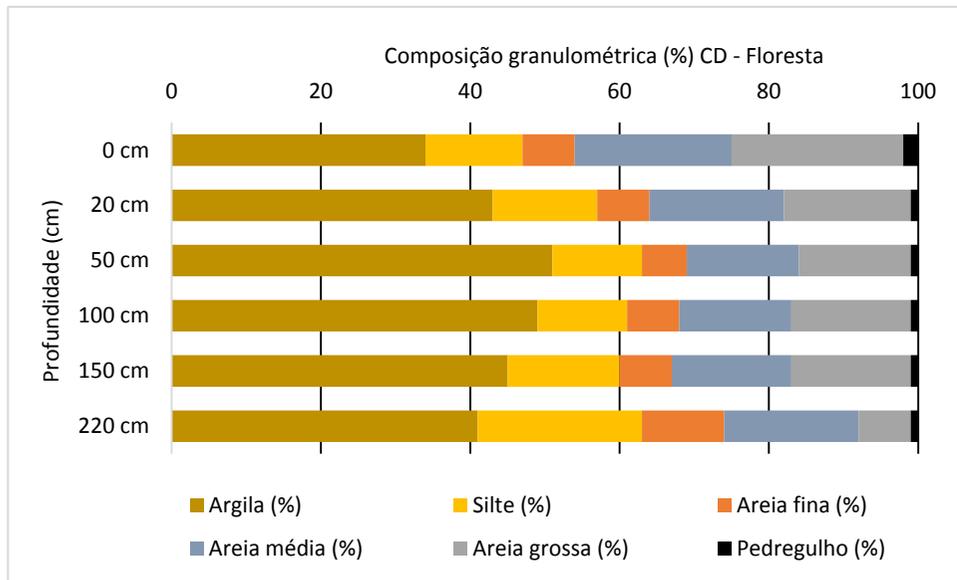


Figura 32 Composição granulométrica na análise com uso de defloculante.

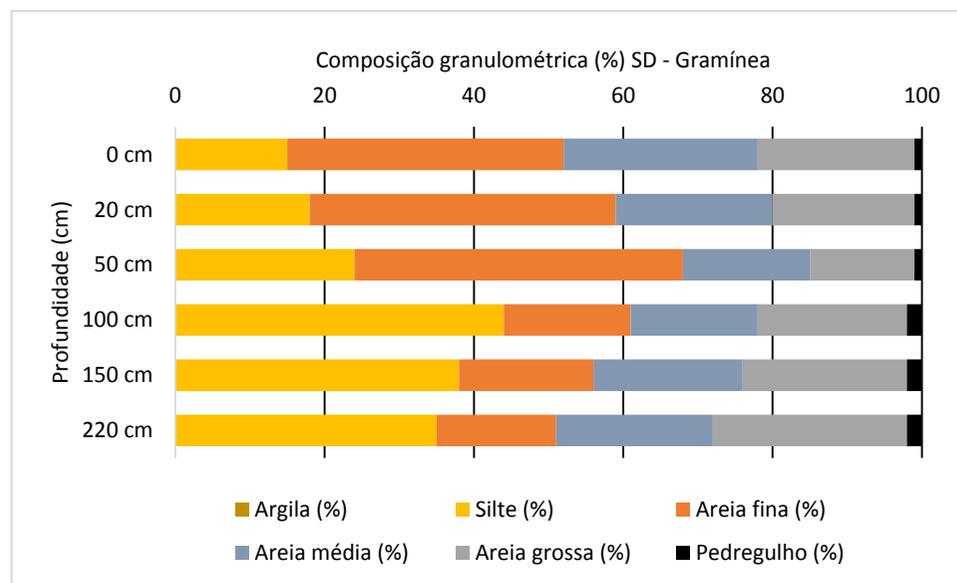
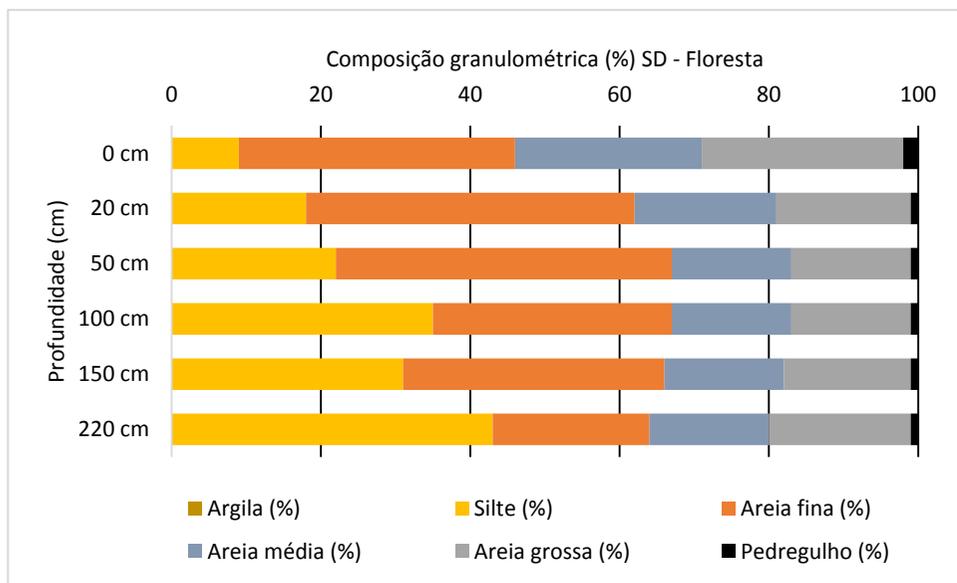


Figura 33 Composição granulométrica na análise sem uso de defloculante.

6.4.2 Densidade real dos grãos

A densidade real dos grãos é a relação da massa das partículas de um solo seco pelo seu volume e está diretamente associado com o tipo e a quantidade de componentes minerais e orgânicos. Normalmente em solos minerais os valores de densidade variam entre 2,6 e 2,7 g/cm³, que corresponde à densidade de muitos minerais comuns no solo, como o quartzo, no entanto, em horizontes com altos teores de óxido de ferro os valores podem aumentar, assim como altos teores de matéria orgânica, normalmente nos horizontes superficiais, podem diminuir a densidade real média dos grãos (HILLEL, 1998; LEPSCH, 2011).

A densidade real dos grãos, apesar de informar apenas os atributos das partículas sólidas, é fundamental para a determinação da porosidade do solo e por esse motivo foi analisada nas mesmas profundidades em que foram analisadas as raízes, estabilidade de agregados e porosidade. Os resultados encontram-se na figura 34, em que é possível observar o aumento dos valores de densidade conforme o aumento da profundidade. Nas profundidades de 0 cm e 10 cm os valores de densidade foram próximos em ambas as áreas, com menores valores na superfície (2,56), como esperado, devido ao grande aporte de matéria orgânica pela serapilheira e densa malha de raízes finas. Abaixo do horizonte orgânico os valores de densidade variaram pouco, entre 2,60 e 2,65, valores próximos dos encontrados por Silva (2014). A partir de aproximadamente 50 cm de profundidade os valores na gramínea apresentam-se maiores que na floresta, provavelmente devido aos menores teores de matéria orgânica no perfil.

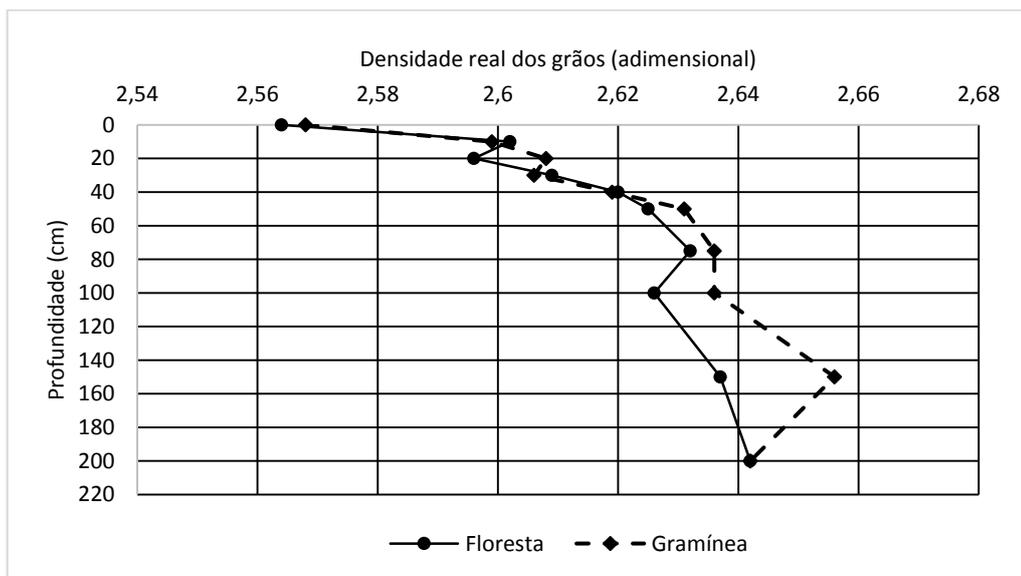


Figura 34 Densidade real dos grãos por profundidade nas áreas de floresta e gramínea.

6.4.3 Estabilidade de agregados

A análise da estabilidade de agregados expressa a resistência dos agregados à quebra quando submetidos à processos potencialmente destrutivos, como por exemplo o rápido umedecimento (HILLEL, 1998). Normalmente os parâmetros que determinam o estado de agregação do solo são o diâmetro médio ponderado (DMP), diâmetro médio geométrico (DMG) e índice de estabilidade de agregados (IEA). Segundo Castro Filho et al. (1998) o DMP representa a média simples do diâmetro dos agregados, sendo maior quanto maior for a porcentagem de agregados maiores, o DMG representa uma estimativa do tamanho da classe de agregados de maior ocorrência, enquanto o IEA representa uma medida de agregação total do solo, sendo menor quanto maior a quantidade de agregados $< 0,25$ mm.

Nas figuras 35 e 36 é possível observar a porcentagem de agregados de diferentes classes de diâmetro após processo de molhamento. Nota-se na floresta uma tendência clara de diminuição dos agregados > 2 mm e aumento dos agregados de menor tamanho conforme o avanço da profundidade. Fraga (2014), ao contrário, encontrou grande variação da porcentagem de agregados em profundidade sem uma tendência clara, enquanto que na floresta mais avançada foi encontrado uma porcentagem de agregados > 2 mm superior a 90% em todas as profundidades, o que a autora atribui à grande presença de minhocas que redistribuem a matéria orgânica no solo. As diferenças encontradas na floresta secundária podem estar associadas ao tempo de exposição das paredes das trincheiras que pode ter alterado a estrutura do solo.

Na gramínea, nota-se uma tendência mais sutil e variável de diminuição dos agregados > 2 mm e aumento dos agregados de menor tamanho, principalmente dos microagregados ($< 0,125$ mm). No topo do solo, a porcentagem de agregados é maior do que na floresta devido ao recobrimento do solo pelas gramíneas e à alta densidade de raízes finas, que se renovam constantemente, liberando grande quantidade de carbono orgânico (WOHLENBERG et al., 2004; FATTET et al., 2011; BRANDÃO, 2009). Nacinovic (2013) também encontrou no topo do solo maior agregação em área de pastagem do que em área de floresta secundária em Itaboraí (RJ). Wendling et al. (2005) encontraram os maiores índices de agregação em áreas sob floresta e gramínea do que em áreas sob cultivos, sugerindo que as gramíneas são mais eficientes na formação e estabilização dos agregados nas camadas mais superficiais e importantes para a recuperação de áreas degradadas.

A diminuição da agregação do solo com o aumento da profundidade pode ser visualizada também pelo DMP, DMG e IEA na tabela 9. É possível observar que, ainda que os agregados de maior tamanho sejam preservados nas maiores profundidades da gramínea, durante o processo de desagregação pela água, ocorre maior liberação de agregados menores

do que de agregados intermediários, o que confere os baixos índices de estabilidade logo a partir de 50 cm de profundidade. Na floresta, percebe-se o predomínio de agregados intermediários e maiores índices de estabilidade nas maiores profundidades, associado à maior presença de raízes que tanto libera matéria orgânica no solo, principal substância cimentante de agregados menores em agregados maiores, como também permite o desenvolvimento de hifas fúngicas que unem mecanicamente os agregados (SIX, et al., 2004; FATTET et al., 2011). Castro Filho (1998) constatou que o aumento do teor de carbono orgânico resultou no aumento dos índices de agregação pela diminuição da classe de menor diâmetro (< 0,25 mm) e aumento das classes de maior diâmetro ao analisar diferentes sistemas de cultivo.

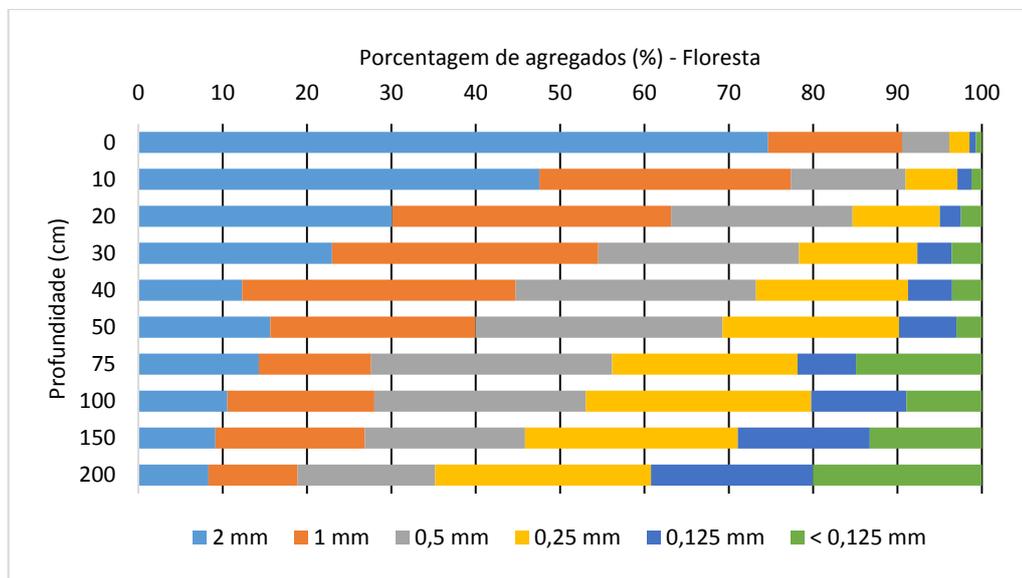


Figura 35 Porcentagem dos agregados de diferentes classes de diâmetro por profundidade na floresta.

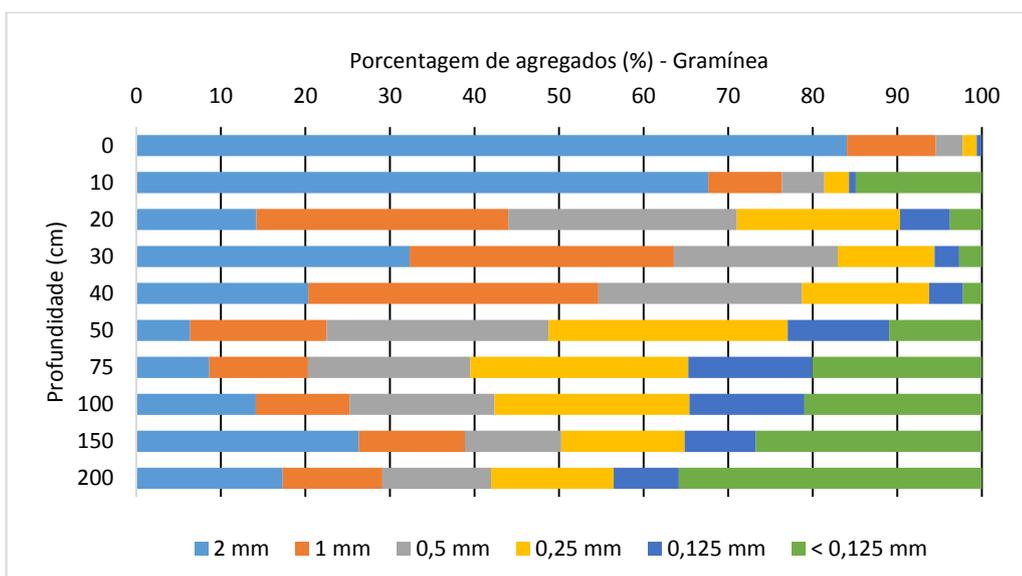


Figura 36 Porcentagem dos agregados de diferentes classes de diâmetro por profundidade na gramínea.

Tabela 9 Diâmetro médio ponderado (DMP), diâmetro médio geométrico (DMG) e índice de estabilidade de agregados (IEA) por profundidade na floresta e gramínea.

Profundidade (cm)	Floresta			Gramínea		
	DMP (mm)	DMG (mm)	IEA (%)	DMP (mm)	DMG (mm)	IEA (%)
0	2,531	2,255	96,777	2,710	2,535	97,688
10	2,002	1,619	93,299	2,220	1,362	80,642
20	1,605	1,210	88,600	1,162	0,824	72,826
30	1,403	1,007	79,596	1,634	1,210	82,730
40	1,149	0,838	75,327	1,371	1,017	76,537
50	1,147	0,806	70,096	0,765	0,486	48,114
75	0,947	0,540	72,085	0,715	0,380	40,677
100	0,893	0,557	58,449	0,844	0,413	44,759
150	0,814	0,468	62,278	1,151	0,488	48,658
200	0,675	0,353	50,479	0,884	0,345	24,866

6.4.4 Porosidade

Os resultados apresentados na figura 37 e tabela 10 mostram maiores valores de porosidade e índice de vazios ao longo de todo o perfil na floresta e uma tendência sutil de diminuição dos valores com o aumento da profundidade em ambas as áreas. Esse fato está relacionado tanto à maior agregação do solo na floresta quanto à maior presença de raízes grossas, visto que a quantidade de raízes finas na gramínea se apresentou mais elevada do que na floresta na maioria das profundidades. Fraga (2014) analisando a mesma floresta e outra mais avançada encontrou valores de porosidade superiores a 60% em todas as profundidades até 100 cm. Essa diferença pode estar relacionada com a maior preservação da estrutura do solo no início da abertura da trincheira, como mencionado na análise da textura. A figura 38 ilustra a presença de raízes grossas e macroporos nas amostras indeformadas responsáveis pelos valores de porosidade obtidos.

Chama a atenção que na floresta a diminuição mais abrupta da porosidade ocorre da camada de 100 cm para 150 cm, enquanto na gramínea essa mudança ocorre da camada de 75 cm para 100 cm, que pode estar relacionada com a menor estruturação da solo pela menor presença de raízes em profundidade. A elevada porosidade nas camadas mais superficiais (55% a 60%), bem como sua variação e decréscimo em profundidade também são observados em outros trabalhos realizados no domínio da Mata Atlântica (FREIRE ALLEMÃO, 1997; JANSEN, 2001; SILVEIRA, 2004; SILVA, 2014), porém, em alguns casos, observa-se que os valores de porosidade voltam a aumentar nas profundidades próximas da rocha alterada, o que não foi observado no presente estudo, visto que na profundidade de 200 cm são encontrados os menores valores de porosidade nos perfis. Avelar et al. (2011) analisou os solos da região

encontrando índices de vazios variando entre 0,97 e 1,61 em solos coluviais e entre 0,77 e 1,03 em solos saprolíticos, nos quais os presentes índices se enquadram.

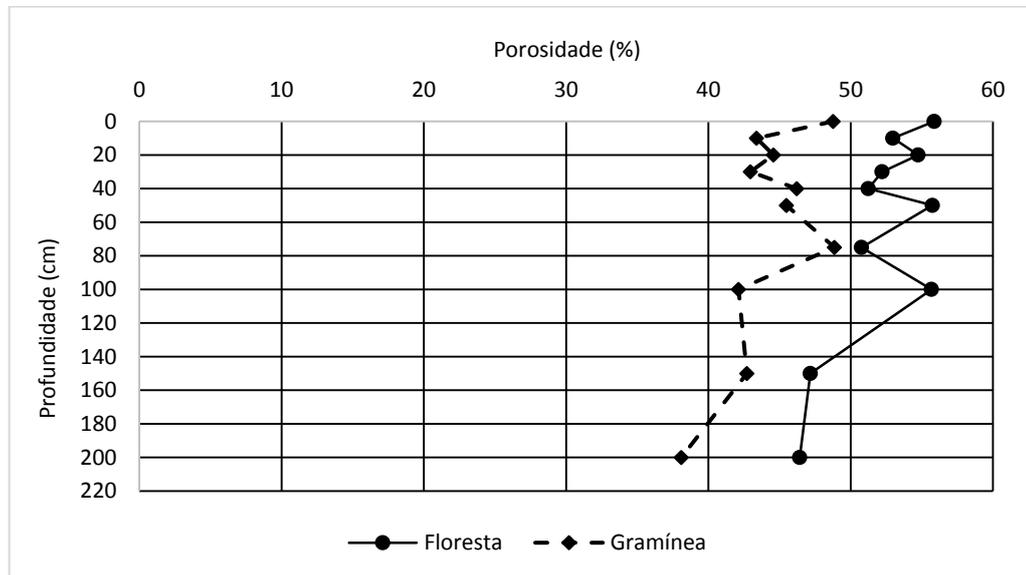


Figura 37 Porosidade (%) por profundidade nas áreas de floresta e gramínea.

Tabela 10 Índice de vazios (e) e porosidade (n) em porcentagem por profundidade nas áreas de floresta e gramínea.

Profundidade (cm)	Floresta				Gramínea			
	e		n (%)		e		n (%)	
	Média	DP	Média	DP	Média	DP	Média	DP
0	1,27	0,05	55,88	1,01	0,97	0,19	48,76	5,45
10	1,14	0,17	52,97	3,64	0,77	0,05	43,38	1,52
20	1,24	0,30	54,75	6,70	0,81	0,11	44,57	3,40
30	1,10	0,11	52,22	2,56	0,75	0,03	42,95	1,08
40	1,05	0,04	51,24	0,95	0,86	0,06	46,21	1,63
50	1,27	0,16	55,75	3,42	0,84	0,11	45,48	3,10
75	1,04	0,11	50,76	2,60	0,96	0,13	48,86	3,19
100	1,26	0,07	55,69	1,30	0,73	0,03	42,12	0,86
150	0,90	0,11	47,17	3,01	0,75	0,04	42,70	1,25
200	0,88	0,19	46,42	4,99	0,62	0,06	38,09	2,15

Esses resultados apresentados serão fundamentais para o entendimento da movimentação da água no solo na próxima seção, principalmente o resultado de porosidade que reflete a estruturação final do solo com base nas outras propriedades de textura, agregação e presença de raízes. A maior porosidade na floresta é conferida pelos maiores teores de argila e matéria orgânica (raízes) que estruturam melhor o solo. As bruscas reduções da porosidade a 100 cm na gramínea e a 150 cm na floresta acompanham o surgimento de um material mais friável (composto por silte e areia), agregados menores e ausência de raízes.

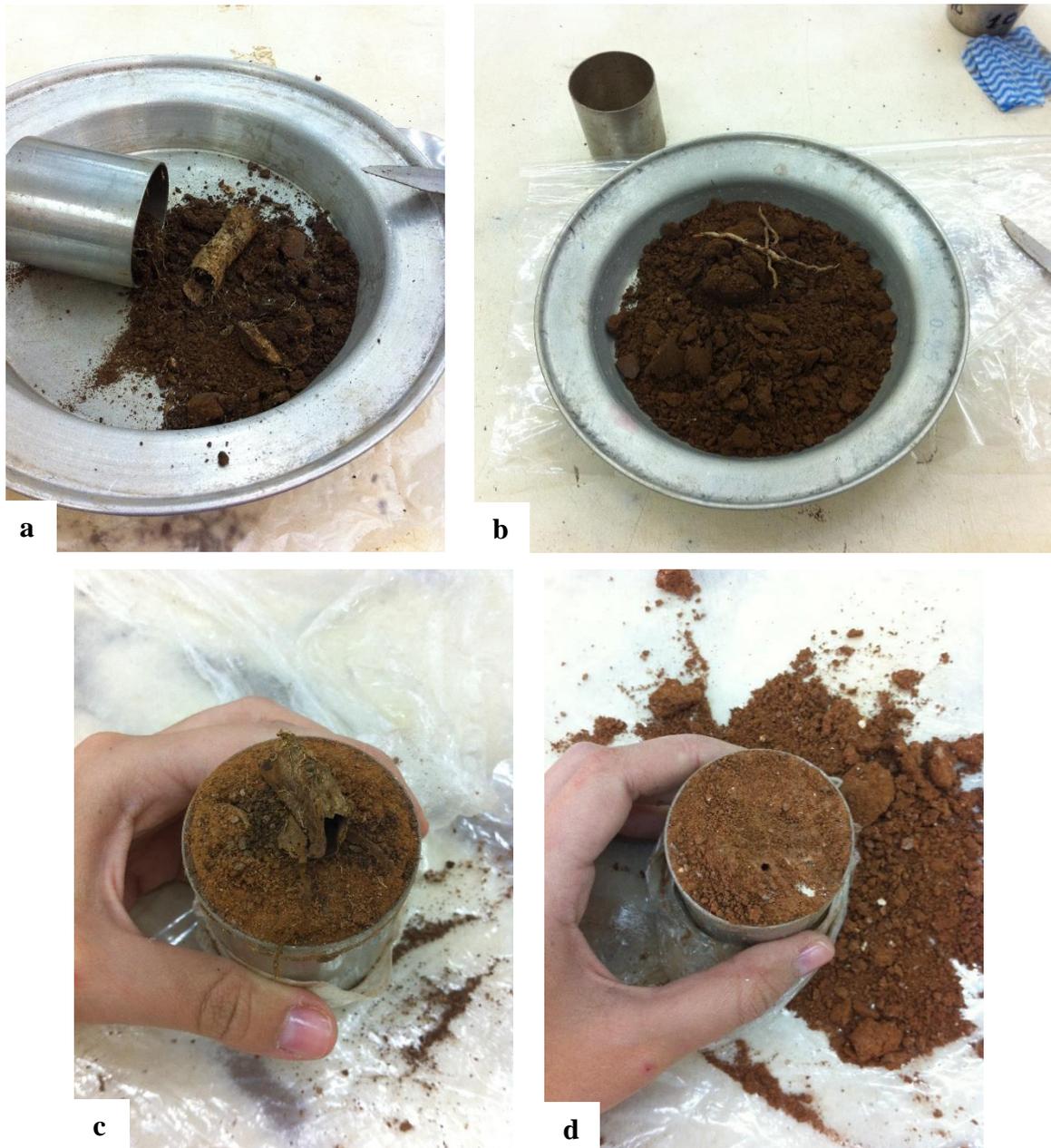


Figura 38 a) Raiz grossa decomposta na profundidade de 10 cm na floresta. b) Raízes grossas em profundidade não especificada na floresta. c) Raiz grossa decomposta na profundidade de 40 cm na gramínea. d) Macroporo na profundidade de 75 cm na gramínea.

6.5 Variação da sucção do solo e geração de fluxo subsuperficial

Essa seção apresenta os resultados do monitoramento da precipitação, interceptação, sucção e fluxo subsuperficial. Como descrito na seção 5.5 foram instalados sensores de matriz granular (GMS) e coletores de fluxo subsuperficial nas profundidade de 0 cm, 20 cm, 50 cm, 100 cm, 150 cm e 220 cm, que permitiram analisar o avanço da frente de umidade, a formação de zonas de saturação e a geração dos fluxos subsuperficiais nos eventos de precipitação. Primeiramente, os resultados foram analisados de forma geral por cobertura vegetal e de forma comparativa por profundidade. Posteriormente foram selecionados pequenos períodos

chuvosos que demonstrassem o comportamento hidrológico com antecedente seco e com antecedente úmido.

O monitoramento hidrológico teve início no dia 07/01/2015, porém, devido às dificuldades de se conseguir um leitor de campo, o monitoramento da interceptação, assim como do fluxo subsuperficial foram iniciados apenas no dia 09/05/2015, estendendo o término dessa etapa metodológica para o dia 27/04/2016 de forma a abranger a transição do período chuvoso para o período seco. Devido ao descarregamento das baterias do datalogger, o fim do monitoramento da sucção foi interrompido por aproximadamente um mês na floresta e cinco dias na gramínea.

Com base na média da sucção por profundidade durante o monitoramento (Figura 39), percebe-se claramente uma condição mais seca do solo florestal, em que todas as profundidades apresentaram valores de sucção superiores aos valores na gramínea. Um comportamento parecido entre as áreas é o aumento da umidade conforme o aumento da profundidade, que atinge valores máximos a 100 cm. No entanto, enquanto na floresta as profundidades de 150 cm e 220 cm voltam a apresentar uma condição mais seca, na gramínea a umidade parece ser conservada a partir de 100 cm. Os maiores valores de sucção nas camadas superiores são explicados pela constante retirada de umidade pelas raízes, no entanto, a redução acentuada da sucção na gramínea mostra que a atuação das raízes não é tão marcante como na floresta, sendo inclusive ausente nas camadas mais inferiores.

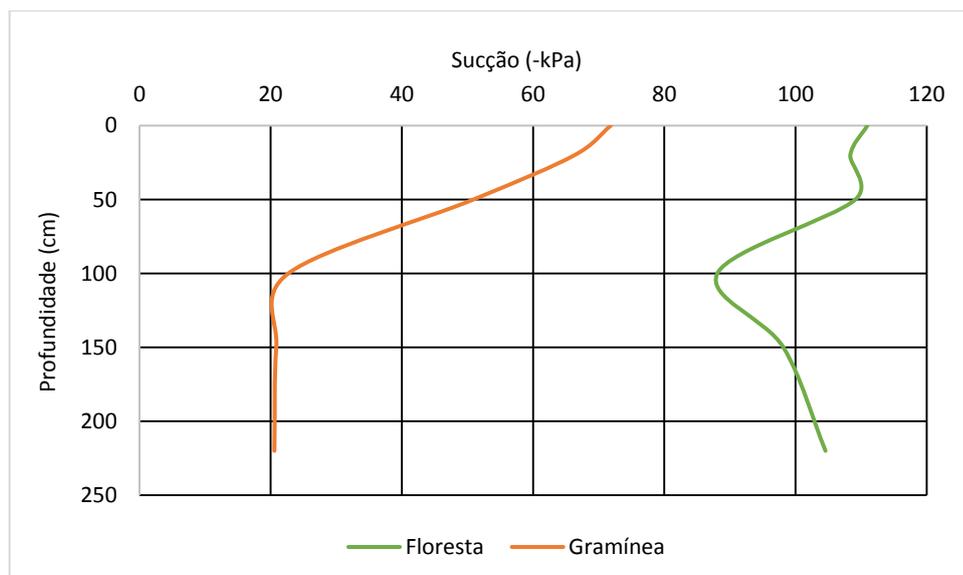


Figura 39 Sucção média total por profundidade na área de floresta e na área de gramínea.

Embora essa estimativa permita compreender as condições características dos perfis, não significa afirmar que essas condições se mantêm ao longo do tempo. As figuras 40 e 41 apresentam a variação temporal da sucção nas diferentes profundidades. Observa-se comportamentos de variação muito distintos entre as áreas, sendo a mais evidente a variação sazonal ao longo do perfil, em que na floresta todas as profundidades chegam à valores altos de sucção durante o período seco, ao passo que na gramínea esse aumento somente é observado nas três primeiras profundidades³. As profundidades de 100 cm, 150 cm e 220 cm permanecem praticamente na mesma faixa de umidade ao longo do monitoramento, com exceção da profundidade de 100 cm que mostra duas tendências sutis de aumento após longos períodos de seca em agosto e outubro. Tal fato pode ser explicado tanto pela perda de umidade para o próprio solo, como pela atuação das raízes finas na absorção de água ainda nessa profundidade, em resposta a baixa disponibilidade hídrica nas camadas superiores.

Com relação a geração dos fluxos, as figuras 42 e 43 apresentam a série de coletas na floresta e na gramínea respectivamente. O período de monitoramento ocorreu entre os dias 09/05/2015 e 27/04/2016, compreendendo 144 dias chuvosos, dos quais 113 foram amostrados. Desse total, 35 dias amostrados foram referentes à precipitações acumuladas, o que implicou em cálculos diferenciados dos outros parâmetros, não comprometendo, portanto, na análise dos resultados. De modo geral, observa-se maiores fluxos na floresta do que na gramínea como esperado, sendo os maiores valores respectivos observados durante o período chuvoso. É importante ressaltar, no entanto, que a posição das trincheiras pode ter contribuído também para esse resultado, uma vez que a trincheira na gramínea encontrava-se mais próxima do divisor, apresentando portanto uma menor área de contribuição. Além disso a presença de uma árvore muito próxima da Trincheira 1 pode ter contribuído também para os elevados fluxos superficiais, como será melhor abordado. Os eventos que geraram fluxos a pelo menos 0 cm na gramínea, geraram igualmente a pelo menos 0 cm na floresta, não sendo verdadeiro o inverso. Apenas dois eventos de precipitação geraram fluxos até 100 cm e 150 cm, porém muito pequenos, na floresta, enquanto na gramínea foram gerados até 50 cm.

³ Vale ressaltar que o valor máximo de medição da sucção pelo equipamento é de 239 kPa.

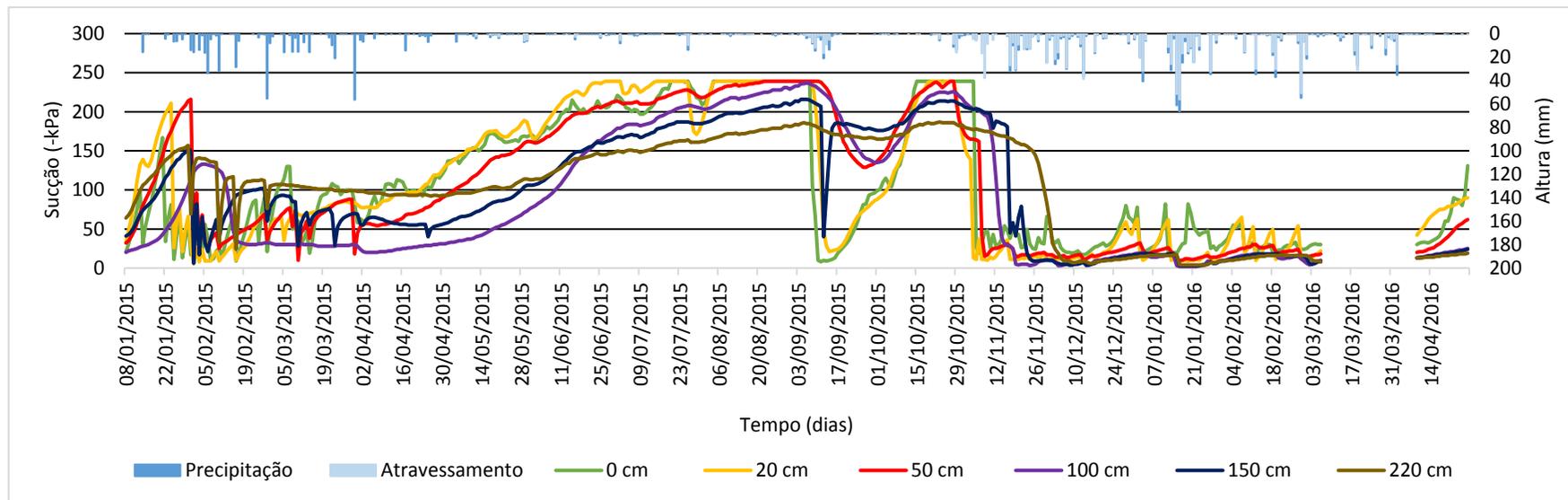


Figura 40 Variação da sucção (- kPa) no perfil na área de floresta.

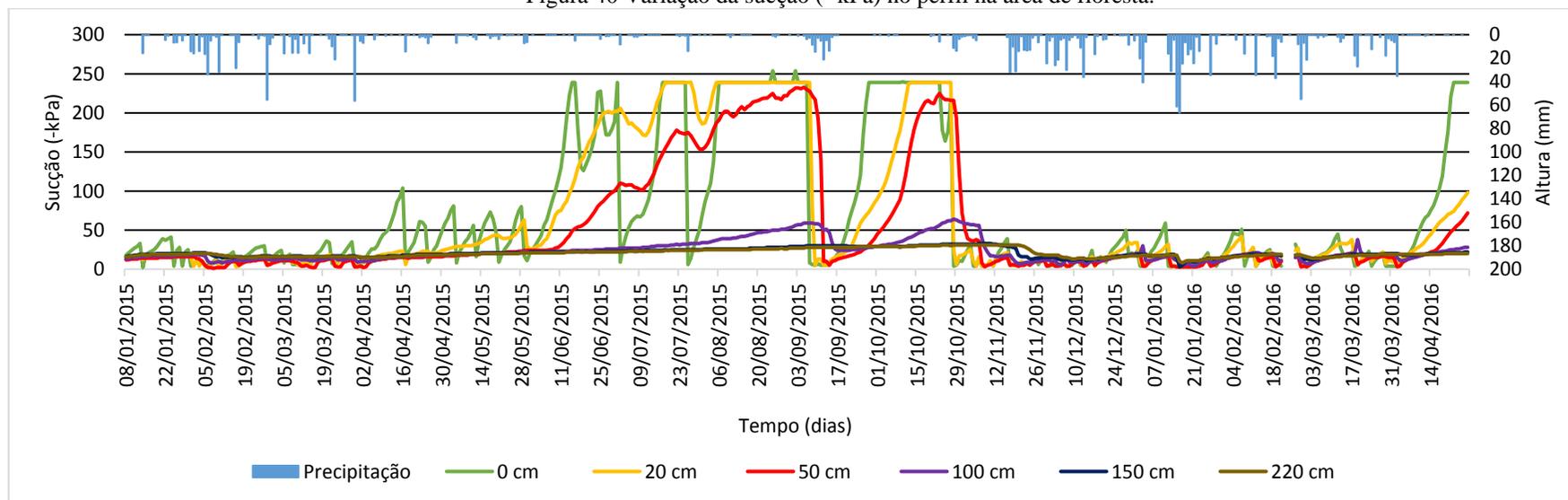


Figura 41 Variação da sucção (- kPa) no perfil na área de gramínea.

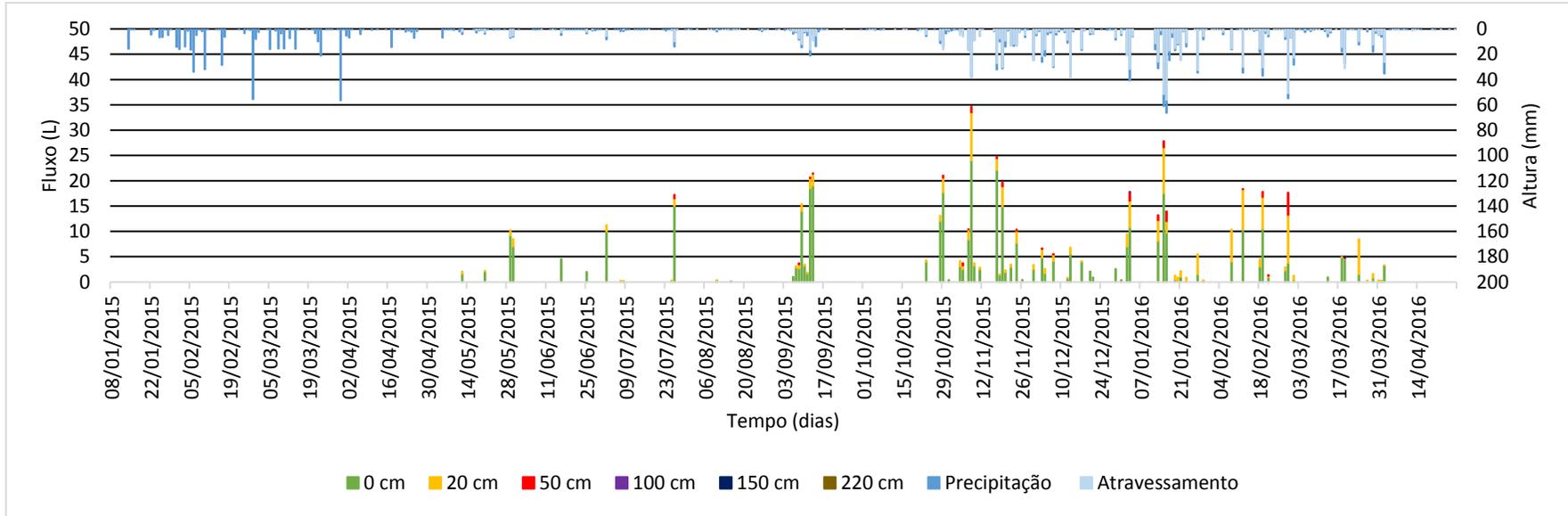


Figura 42 Fluxos gerados no perfil na área de floresta

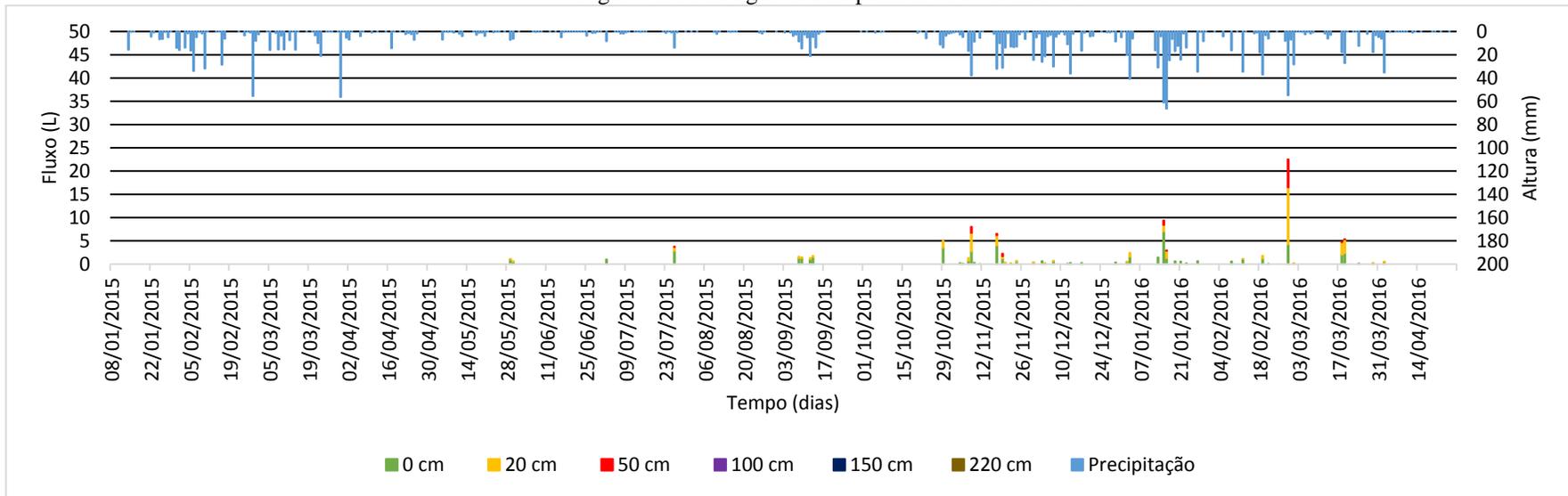


Figura 43 Fluxos gerados no perfil na área de gramínea.

6.5.1 Análise comparativa por profundidade

O sensor na superfície (0 cm)⁴ por ter sido instalado horizontalmente, responde à precipitação terminal, se mostrando também mais sensível aos processos de evaporação, o que é evidenciado pelas variações no início do monitoramento na ausência da gramínea decorrente do incêndio. Nota-se que as variações das sucções acompanharam as chuvas, porém com maiores valores e amplitudes na floresta. No início do período seco, a partir de abril, caracterizado pela ocorrência de precipitações menores que 20 mm (Figura 46), observa-se uma tendência de aumento gradual da sucção na floresta, enquanto na gramínea um aumento dos valores entre os eventos de chuva. Somente a partir do dia 29/05/2015, durante aproximadamente duas semanas de escassez, o valor aumentou acentuadamente alcançado o máximo de 239 kPa.

Na gramínea, é possível observar que as sucções diminuem rapidamente para valores em torno de 5 kPa em resposta a pequenas precipitações, mesmo durante o período seco. A sequência de 12 dias chuvosos no início de setembro, que juntos acumularam 80,5 mm promoveram um umedecimento do solo em ambas as áreas, sugerindo o início da transição do período seco para o chuvoso. No entanto, o baixo índice pluviométrico atípico do mês de outubro, favoreceu novamente o aumento dos valores de sucção, retardando o umedecimento dos solos, que passaram a ocorrer apenas com as precipitações de novembro. A partir deste mês, observa-se o comportamento padrão de variação da sucção em resposta às precipitações, ou seja, diminuindo durante os eventos e voltando a aumentar entre os eventos, porém com valores e amplitudes significativamente maiores na floresta. A respeito disso, chama atenção os doze dias de quase saturação do solo (- 4 kPa) na gramínea durante as chuvas mais fortes em janeiro (Figura 46, sinalizado).

Os fluxos nessa profundidade são referentes aos escoamentos superficiais, que se mostraram maiores na floresta. Como mencionado, as posições das trincheiras podem ter contribuído para essa diferença, além da existência de superfícies impermeáveis, como de raízes grossas superficiais de uma árvore muito próxima da trincheira (Figura 44). Coelho Netto (1987) demonstrou que em encostas florestadas os escoamentos superficiais normalmente ocorreram pela camada de serapilheira e pela malha de raízes finas, sendo portanto pequenos e de curta duração, além de bastante variáveis no espaço. Nesse estudo foi demonstrado também que o escoamento é controlado pela espessura e estrutura da serapilheira e que a presença de materiais mais grosseiros, como galhos, pedaços de tronco e raízes podem aumentar a

⁴ Esse sensor foi instalado horizontalmente entre 0 cm e 3 cm.

correlação entre o escoamento e a precipitação. Na gramínea, a dificuldade das coletas por falta de leitor de campo no início do monitoramento comprometeu a análise na ausência de cobertura vegetal, porém sendo evidenciado, através de registros de campo, uma grande geração de escoamento e erosão superficial. A figura 45 mostra a situação da área após o incêndio que ocasionou o carreamento de sedimentos e entupimento da primeira calha, além dos menores valores de sucção (0 kPa) durante todo o monitoramento. Além da ausência de cobertura vegetal, que controla a erosão superficial, a mudança das propriedades do solo, como quebra dos agregados e aumento da hidrofobia, pelos incêndios, são os principais responsáveis pelo aumento da erosão superficial (ANDREU et al., 2001).



Figura 44 Árvore próxima da Trincheira 1 contribuindo com fluxos de tronco para os escoamentos superficiais.



Figura 45 a) Área de gramínea após incêndio. b) Acúmulo de sedimentos carreados na primeira calha da Trincheira 2.

Análises de correlação entre os valores de precipitação e os valores de escoamento superficial foram realizados nas condições secas do solo (sucção > -100 kPa) e nas condições úmidas do solo (sucção < -100 kPa). O critério de escolha dessas faixas de sucção está relacionado ao fato da maioria dos solos apresentar capacidade de campo inferior a -100 kPa

(SELBY, 1993; HILLEL, 1998). É importante ressaltar, no entanto, que a curva característica de retenção de água no solo permite determinar precisamente para cada solo o valor de sucção na capacidade de campo, a partir do qual o movimento da água no solo tende a ser maior. Percebe-se que os valores de escoamento estão diretamente relacionais com a precipitação sendo maiores nas condições úmidas em ambas as áreas (Figura 47). Na floresta os escoamentos nas condições secas apresentam uma correlação distinta e alta ($r^2 = 0,86$) com as precipitações provavelmente devido aos escoamentos por superfícies impermeáveis, como mencionado, enquanto que nas condições úmidas os escoamentos do próprio piso florestal tende a diminuir essa correlação. Na gramínea a maioria dos escoamentos foram gerados em condições úmidas do solo com apenas dois escoamentos gerados acima de -100 kPa.

Os resultados do sensor a 20 cm são os que melhor representam a infiltração da água no solo (Figura 48). Nessa profundidade, o efeito da ausência da cobertura vegetal na sucção do solo fica mais evidente, uma vez que na gramínea variações insignificantes são observadas em resposta às precipitações, que passam a ocorrer somente um mês após a instalação dos sensores e o início da recuperação da vegetação. Na floresta, entretanto, é possível observar amplas variações nesse período, relacionado à maior retirada e entrada de água nessa zona de raiz já desenvolvida. Acrescido à esse fato, percebe-se que a grande diferença de amplitude de variação entre as áreas está relacionada ao baixo índice pluviômetro atípico de janeiro (57,6 mm), levando as plantas arbóreas a realizarem altas taxas de transpiração. Em comparação com o segundo período chuvoso, quando a vegetação de gramínea já havia se estabelecido, percebe-se variações semelhantes entre as áreas, embora com amplitudes maiores na floresta, como mencionado.

Na transição do período chuvoso para o seco em 2015, observa-se perda de umidade no dia 05/03/2015 na floresta, com um atraso de aproximadamente 50 dias na gramínea. As precipitações no período seco foram responsáveis por pequenas variações em ambas as áreas. Somente as precipitações no início de setembro diminuíram os potenciais matriciais para aproximadamente 17 kPa e 5 kPa na floresta e gramínea respectivamente, voltando a perder umidade durante o mês de outubro. Nessa profundidade percebe-se também a permanente umidade da gramínea durante as chuvas mais fortes de janeiro (Figura 48, sinalizado).

Nessa profundidade não se observa uma diferença tão marcante entre os menores valores de sucção das respectivas áreas, ou seja, a gramínea apresenta uma umidade um pouco superior à floresta, provavelmente devido à maior concentração de raízes finas na gramínea que tende a aproximar os valores de sucção (Figura 31). Com relação a geração dos fluxos subsuperficiais, observa-se nos gráficos de dispersão (Figura 49) que os valores aumentam com

as precipitações, sendo maiores também nas condições úmidas em ambas as áreas. Chama atenção, no entanto, as diferenças das correlações dos valores entre as áreas. Na floresta, a alta correlação ($R^2 = 0,87$) entre os valores nas condições secas do solo sugere a influência das raízes, principalmente decorrente da presença de uma árvore muito próxima da trincheira, na infiltração da água por fluxos preferencias. Nas condições úmidas, a correlação tende a diminuir ($R^2 = 0,58$) decorrente do acréscimo da percolação da água no solo nessa profundidade. Na gramínea, ao contrário, não foi observada nenhuma correlação entre os dados, os quais se apresentaram bastante inferiores aos dados da floresta. No solo seco, apenas dois fluxos foram gerados inferiores a 0,860 L provavelmente devido a existência de caminhos preferenciais como dutos de raízes mortas ainda observados nessa área.

A profundidade de 50 cm mostra-se interessante por normalmente ser a profundidade terminal das vegetações rasteiras. Como demonstrado na seção 6.3 as raízes grossas nessa área estão concentradas até 30 cm, havendo uma baixa densidade de raízes das classes de diâmetro de 2-5 mm e 5-10 mm e uma redução da densidade de raízes finas nessa profundidade. Nota-se que na ausência da vegetação de gramínea, o potencial matricial permanece constante em torno de 15 kPa até o início de fevereiro, quando as precipitações reduziram o potencial matricial para 1 kPa, que se manteve próximo da saturação por 7 dias (Figura 50). A redução do potencial matricial para valores próximos da saturação também pôde ser observada nos demais eventos de precipitação nos meses de fevereiro e março, demonstrando o papel das raízes no aumento da infiltração da água no solo nessa profundidade. Com relação à floresta, percebe-se um comportamento diferente, em que as reduções do potencial matricial também ocorrem em resposta à entrada de água, porém atingindo valores mínimos de 10 kPa.

Ambas as áreas apresentaram uma tendência de perda de umidade a partir de abril, no entanto, essa perda foi mais acentuada na floresta atingindo uma condição seca mais rapidamente do que na gramínea, decorrente da maior transpiração das plantas arbóreas. Nota-se, durante o período seco, que os sensores na floresta não percebem tanto as precipitações como os da gramínea, sugerindo uma menor entrada de água durante período na primeira área.

Os meses entre novembro de 2015 e março de 2016 demonstram o comportamento padrão de variação da umidade durante o período chuvoso. Nesse período, percebe-se oscilações do potencial matricial parecidas entre as áreas, embora permanentemente mais elevadas na floresta, relacionado a alta concentração de raízes ainda nessa profundidade que mantém elevado o contínuo solo-planta-atmosfera. A figura 50 reforça que o potencial matricial na floresta atinge um patamar mínimo de 10 kPa, enquanto na gramínea atinge facilmente valores em torno de - 3 kPa. Novamente, percebe-se a alta umidade prolongada durante as

chuvas mais fortes de janeiro (13/01/2016 a 24/01/2016) na gramínea, que também pôde ser observado em outros momentos nessa profundidade (Figura 50, sinalizado). Os fluxos subsuperficiais foram bastante inferiores em ambas as áreas nessa profundidade, possivelmente decorrente do menor alcance de percolação da água. Durante o período seco, sete fluxos foram gerados inferiores a 0,710 L na floresta, enquanto na gramínea foi gerado apenas um fluxo de 0,040 L num evento de precipitação de 13,9 mm. Os fluxos foram maiores em condições úmidas, no entanto, não demonstraram nenhuma correlação.

Curiosamente a variação da umidade na profundidade de 100 cm apresentou um comportamento bastante diferente em relação às demais profundidades. Como mencionado, a baixa densidade de raízes grossas e finas na gramínea pode ter contribuído para as pequenas respostas às precipitações nessa profundidade. Na floresta, percebe-se um comportamento diferenciado no primeiro período chuvoso monitorado, relacionado ao atraso da perda de umidade no início do monitoramento, em que a sucção atinge seu valor máximo (- 133 kPa) mesmo após o início das chuvas de fevereiro, como também à ausência de variação da sucção nas chuvas a partir desse mês, sugerindo que não houve entrada pontual de água nessa profundidade nos eventos (Figura 51).

Uma explicação para esse fato pode ser a diminuição das raízes grossas e finas na camada de 75-100 cm, que voltam a aumentar, porém não tão significativamente, nas camadas inferiores. No entanto, é importante mencionar que a posição desse sensor mais afastado da árvore próxima da trincheira pode explicar melhor esse comportamento mais diferenciado, uma vez que não percebe a entrada pontual de água favorecida pelas raízes nem a retirada por transpiração, respondendo com atraso às mudanças de umidade do entorno. Ishank et al. (2009) analisaram a indução da variação da sucção de uma árvore através da instalação de tensiômetros e sensores num arranjo de diferentes distâncias (1 m, 2 m e 4 m) e profundidades (0,5 m, 1 m, 1,5 m, 2 m), encontrando maiores valores de sucção (- 240 kPa) na base da árvore e menores valores de sucção (- 42 kPa) no entorno mais distante sem influência da árvore, próximo dos valores de sucção do solo sem árvore.

Comparando as duas áreas, percebe-se que o ganho de umidade ocorre apenas após 29 dias aproximados em ambas as áreas, que permanece constante até o fim do período úmido. Igualmente é verificado uma perda maior de umidade na floresta na transição do período chuvoso para o seco, com dois pequenos ganhos em resposta à duas chuvas fracas no período seco. Como mencionado as duas tendências de aumento do potencial matricial na gramínea, que atingem valores máximos em setembro e outubro após longas estiagens sugerem a perda

de umidade para o próprio solo, como também por retirada pelas raízes finas encontradas ainda nessa profundidade.

Após o umedecimento do solo no período chuvoso, percebe-se oscilações muito parecidas entre as áreas abaixo de - 20 kPa, exceto pelo maior umedecimento do solo na floresta nos maiores eventos de precipitação. As precipitações dos dias 15/01/2016 e 16/01/2016, que registraram alturas de 66,1 mm e 63,3 mm respectivamente, confirmam essa constatação, em que o solo florestal atinge valores de aproximadamente - 2 kPa, permanecendo próximo da saturação por cerca de 11 dias. Outras situações parecidas são observadas em eventos de chuva anteriores dos dias 24/11/2016 e 09/12/2016 (Figura 51). Os fluxos subsuperficiais nessa profundidade foram de 0,040 L e 0,050 L na floresta referentes à duas precipitações terminais moderadas de 36,2 mm e 29 mm respectivamente, com potenciais matriciais de aproximadamente - 20 kPa⁵.

Na profundidade de 150 cm torna-se ainda mais evidente a influência das raízes arbóreas na infiltração da água no solo. Na gramínea praticamente não é observado variação do potencial matricial durante todo o monitoramento. A sucção aumenta de - 16 kPa para apenas - 33 kPa durante onze meses, até o início das chuvas que promovem pequenas alterações da sucção (Figura 52). A análise das raízes mostra uma insignificante presença de raízes grossas da classe de diâmetro de 2-5 mm (0,6 g/m³) e a ausência de raízes finas nessa profundidade, não permitindo a entrada e retirada de água como observado na floresta. Nesta, no entanto, o comportamento do potencial matricial se assemelha às camadas superiores, com exceção da camada de 100 cm. É notável a acentuada retirada de água por transpiração da vegetação em resposta a escassez atípica do mês de janeiro, assim como as variações abruptas do potencial matricial nos eventos maiores de precipitação de fevereiro até o final de abril. Nessa profundidade, ocorre uma diminuição do potencial matricial em 25/04/2016 que não ocorre nas camadas superiores, corroborando a injeção de água pelas raízes arbóreas sem necessariamente umedecer a matriz do solo sobrejacente.

O processo de perda de umidade se inicia após esse evento citado, com baixíssimas variações em resposta às precipitações do período seco. No alcance da condição úmida a partir de novembro, percebe-se que nas duas áreas os potenciais matriciais tendem a permanecer em torno de - 20 kPa, exceto na ocorrência das chuvas fortes quando a entrada de água diminui o potencial matricial para valores próximos da saturação na floresta, que permanecem também por mais tempo. Na gramínea o potencial matricial varia entre o valor máximo de - 33 kPa e

⁵ O potencial matricial do segundo escoamento (50 ml) não pôde ser calculado precisamente pela interrupção do monitoramento.

mínimo de -3 kPa, demonstrando que a entrada de água também ocorre, porém não permanecendo por mais de um dia, como pode ser observado nos eventos dos dias 15/01/2016 e 16/01/2017 (Figura 52), cuja frente de umedecimento atingiu essa profundidade apenas no dia 17/01/2016. Em relação aos fluxos, apenas um ($0,040$ L) foi gerado na floresta num evento de 29 mm de precipitação terminal.

Por fim as variações de umidade a 220 cm demonstram uma semelhança às variações descritas anteriormente. Na gramínea não se observa nenhuma variação significativa durante todo o monitoramento, enquanto na floresta se percebe a influência das raízes na regulação da umidade. As rápidas respostas à entrada e retirada de água na floresta são observadas no início do monitoramento em função da presença de raízes grossas e finas (Figura 53). Como mencionado, o comportamento diferenciado desse período úmido em comparação ao segundo pode ser atribuído à baixa pluviosidade dos meses anteriores que não permitiu o suficiente suprimento hídrico das plantas arbóreas, resultando nas altas taxas de transpiração. Após o último aumento abrupto desse período, o potencial matricial apresentou uma suave diminuição com as chuvas de março, voltando a aumentar gradualmente a partir de maio e atingindo valores máximos até o início das chuvas de setembro.

Durante o período úmido de 2015 e 2016 percebe-se claramente uma maior entrada de água na floresta, deixando-a com potenciais matriciais inferiores aos da gramínea. Essa constatação também havia sido feita nas profundidades de 100 cm e 150 cm, porém, chama a atenção que nessa o retorno para uma condição de maior potencial matricial, próximo ao da gramínea (-20 kPa), é mais demorado. Nota-se que a floresta permanece mais úmida que a gramínea em dois intervalos longos de aproximadamente 15 dias. A precipitação de $50,9$ mm em março sugere o mesmo comportamento, porém devido a interrupção do monitoramento nessa área, a estimativa do intervalo ficou comprometida. A variação mais restrita do potencial matricial na gramínea, entre o máximo de -33 kPa e o mínimo de -7 kPa, confirma o menor alcance da frente de umidade nessa profundidade, em que o menor valor foi referente às chuvas dos dias 15/01/2016 e 16/01/2016, além da maior conservação da umidade.

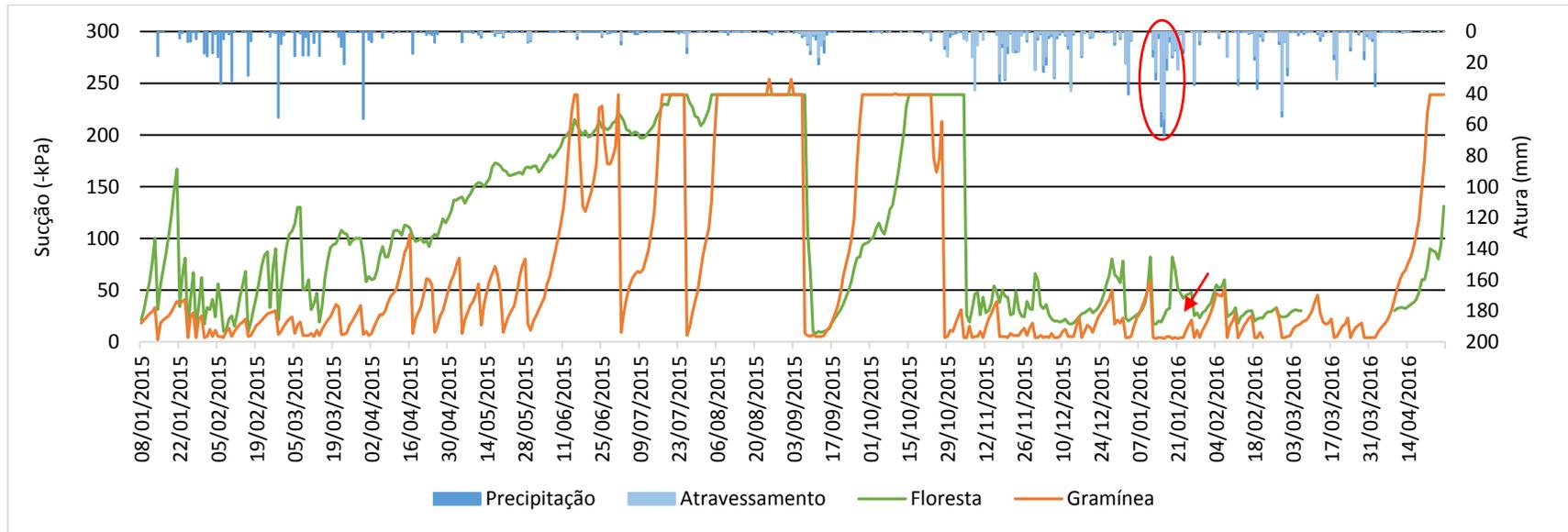


Figura 46 Variação da sucção na superfície (0 cm) na floresta e gramínea.

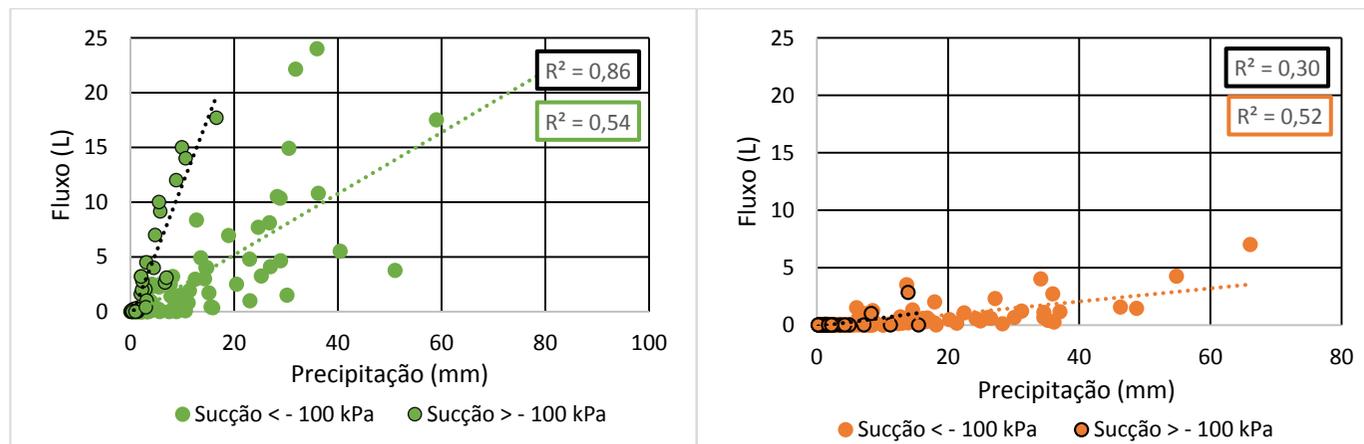


Figura 47 Correlação dos valores de precipitação e fluxo na floresta e gramínea na superfície (0 cm).

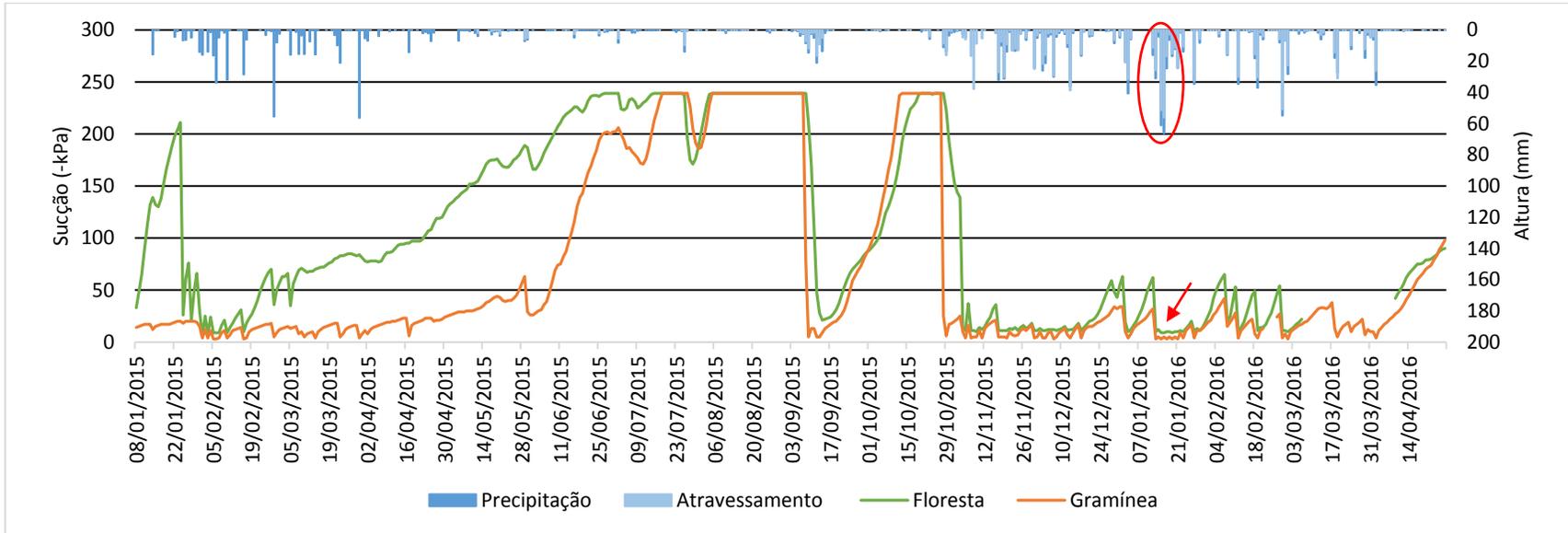


Figura 48 Variação da sucção na profundidade de 20 cm na floresta e gramínea.

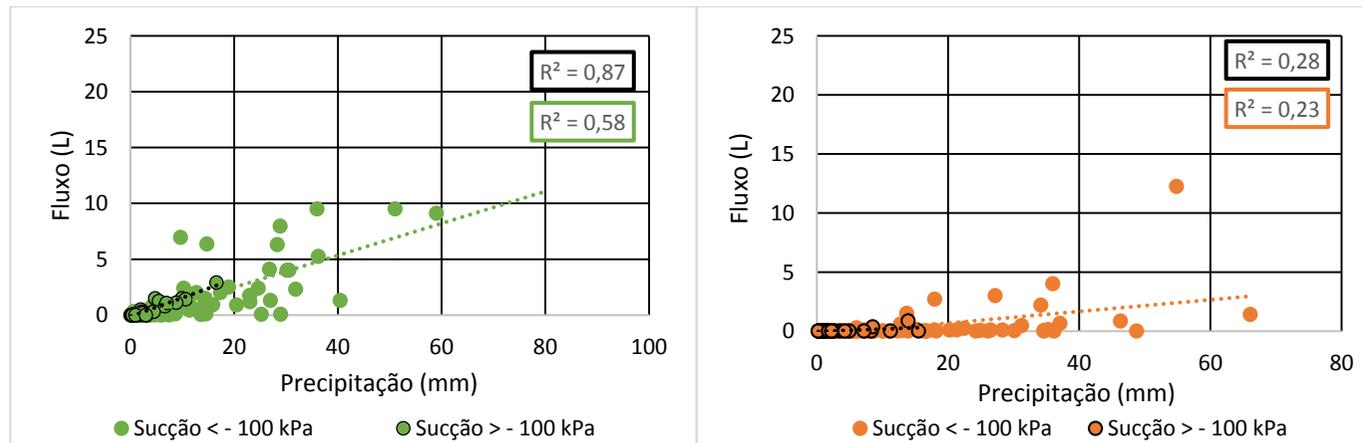


Figura 49 Correlação dos valores de precipitação e fluxo na floresta e na gramínea na profundidade de 20 cm.

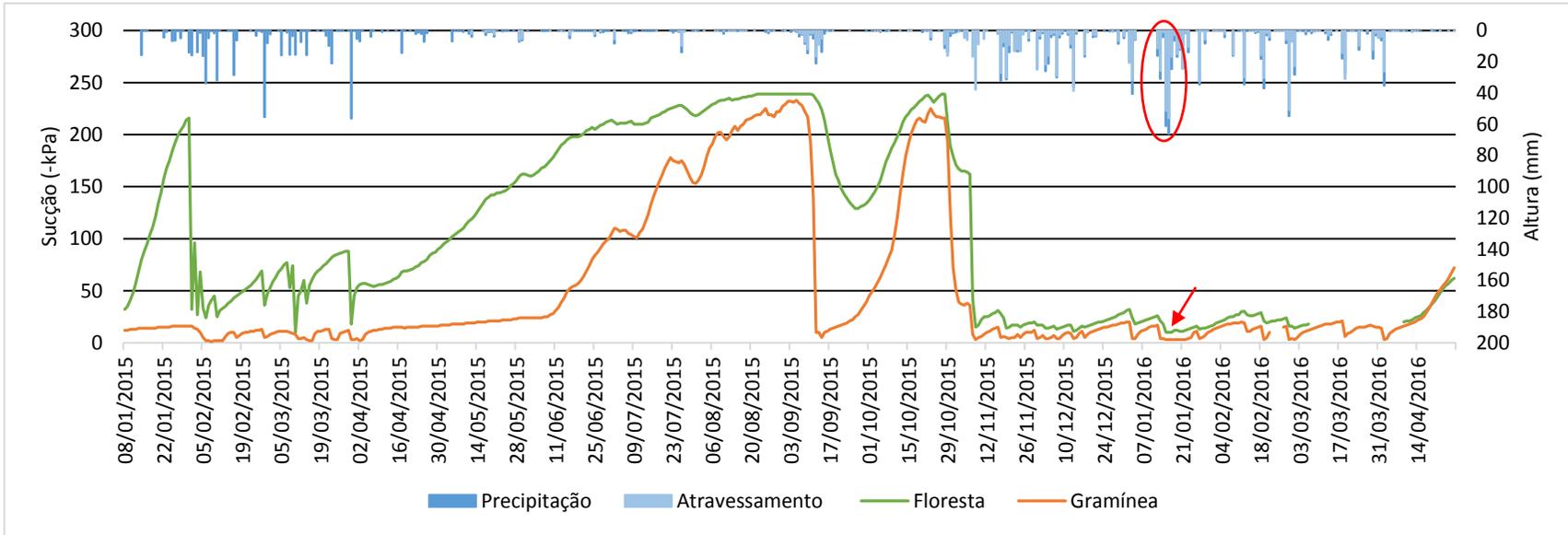


Figura 50 Variação da sucção na profundidade de 50 cm na floresta e gramínea.

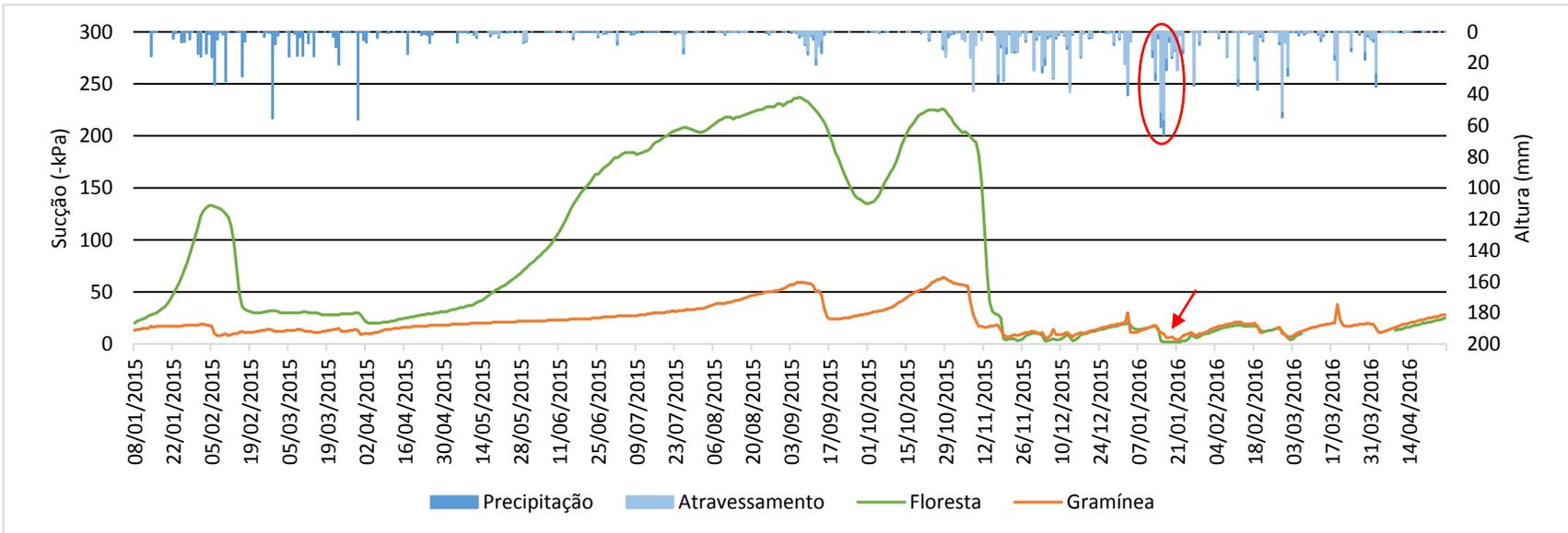


Figura 51 Variação da sucção na profundidade de 100 cm na floresta e gramínea.

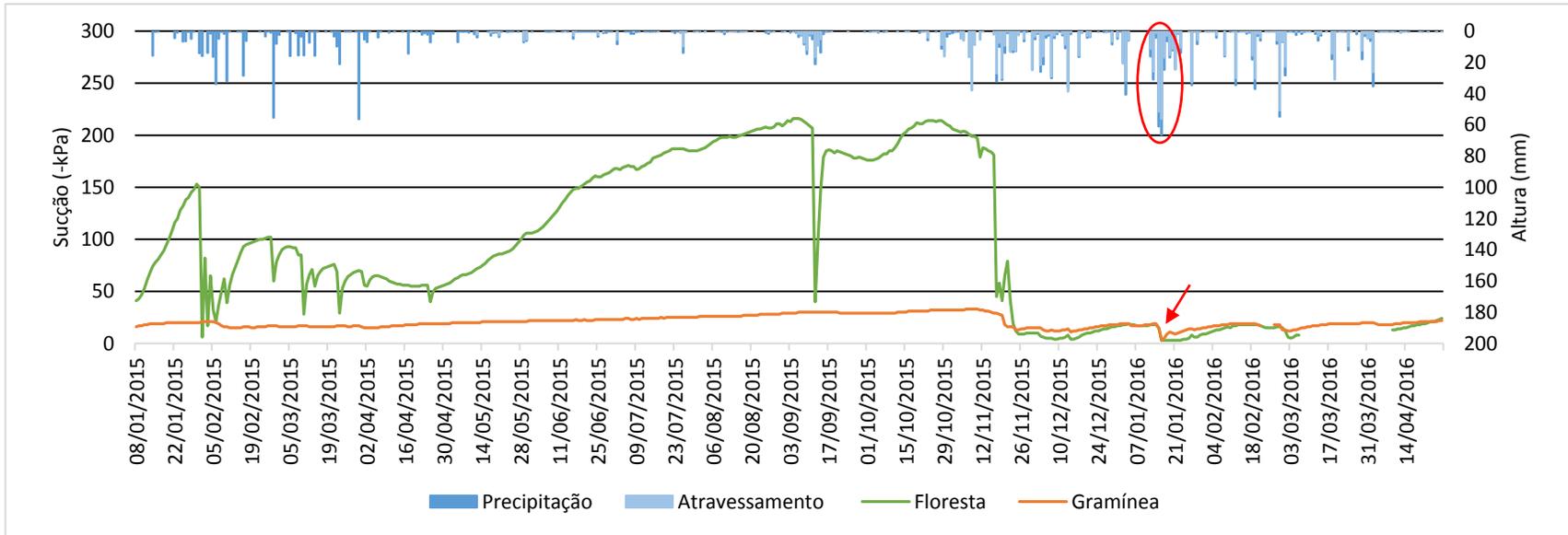


Figura 52 Variação da sucção na profundidade de 150 cm na floresta e gramínea.

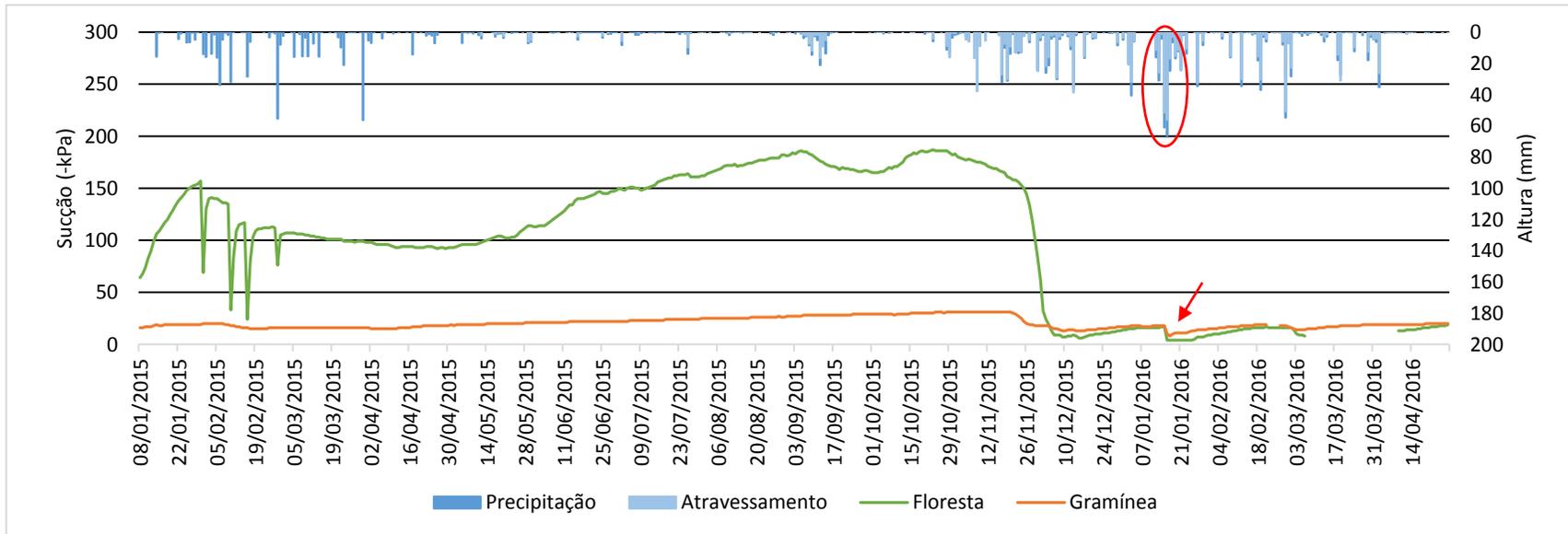


Figura 53 Variação da sucção na profundidade de 220 cm na floresta e gramínea.

6.5.2 Análise por períodos chuvosos

Dois períodos chuvosos foram selecionados para a análise da variação do potencial matricial e da geração dos fluxos com antecedente seco e úmido. O primeiro foi referente ao início das chuvas no final de outubro após 37 dias de estiagem. Esse mês, como descrito na seção 6.1, apresentou pluviosidade de 39,6 mm, abaixo da média menos um desvio padrão, sendo considerado portanto um mês seco. Percebe-se que a primeira precipitação terminal (4,2 mm) não altera a sucção do solo na floresta, mas gera escoamento de 4,0 L e 0,300 L nas profundidades de 0 cm e 20 cm respectivamente (Figura 54). Somente as chuvas mais significativas dos dias 28 e 29 de outubro promovem o umedecimento do solo a partir da profundidade de 20 cm, que não ocorre na superfície por aproximadamente 8 dias. Uma explicação para esse atraso é a interceptação pela serapilheira que armazena e redireciona o fluxo para a malha de raízes no horizonte O2, as quais favorecem a infiltração preferencialmente por seus tecidos, umedecendo primeiro as camadas inferiores.

Em relação aos fluxos, percebe-se a geração proporcional às chuvas nas profundidades de 0 cm e 20 cm, ou seja, maiores conforme as chuvas, alcançando 50 cm no segundo evento (29/10/2015), mesmo em condição ainda seca do solo. Nas chuvas fracas dos dias 4 e 5 de novembro, curiosamente, isso também ocorre, que deve estar relacionado principalmente à condição mais úmida próxima da superfície do solo que proporcionou a geração dos pequenos fluxos alcançando 50 cm provavelmente por caminhos preferenciais. As chuvas dos dias 7 a 9 de novembro, reforçam essa relação das chuvas com os fluxos na zona das raízes, além de mostrar também que são maiores com a maior umidade do solo, pois o maior valor a 50 cm (1,130 L) só é alcançado após o umedecimento do solo nessa profundidade. Os trabalhos de Nunes et al. (1992) e Noguchi et al. (1997), através de corantes traçadores, demonstram que a partir de poucos centímetros da superfície as raízes florestais adquirem importante papel na definição dos caminhos preferenciais de infiltração, sendo isso a principal explicação para os fluxos observados nessa área mesmo nas condições de alta sucção do solo durante período seco.

Na gramínea, ao contrário, não se observa o mesmo comportamento, onde a chuva do dia 28 de outubro foi suficiente apenas para o umedecimento do solo a 0 cm e 20 cm, havendo geração de fluxo nessas profundidades apenas no evento de chuva seguinte (Figura 55). Nas chuvas dos dias 7 a 9 de novembro isso igualmente ocorre. A primeira chuva foi suficiente apenas para diminuição dos potenciais matriciais para valores entre - 4 kPa e - 8 kPa nas três primeiras camadas, com geração de pequenos escoamentos a 0 cm e 20 cm, enquanto somente a maior chuva do dia seguinte foi capaz de gerar escoamentos mais significativos nessas profundidades e o primeiro a 50 cm. Entretanto, é importante ressaltar que esses escoamentos

foram bastante inferiores aos da floresta. Diferentemente desta, a gramínea foi caracterizada por pequena biomassa de raízes grossas até a profundidade de 30 cm e biomassa parecida de raízes finas. Além disso, a menor porosidade dificulta a transmissão da água em profundidade, resultando nos poucos escoamentos observados.

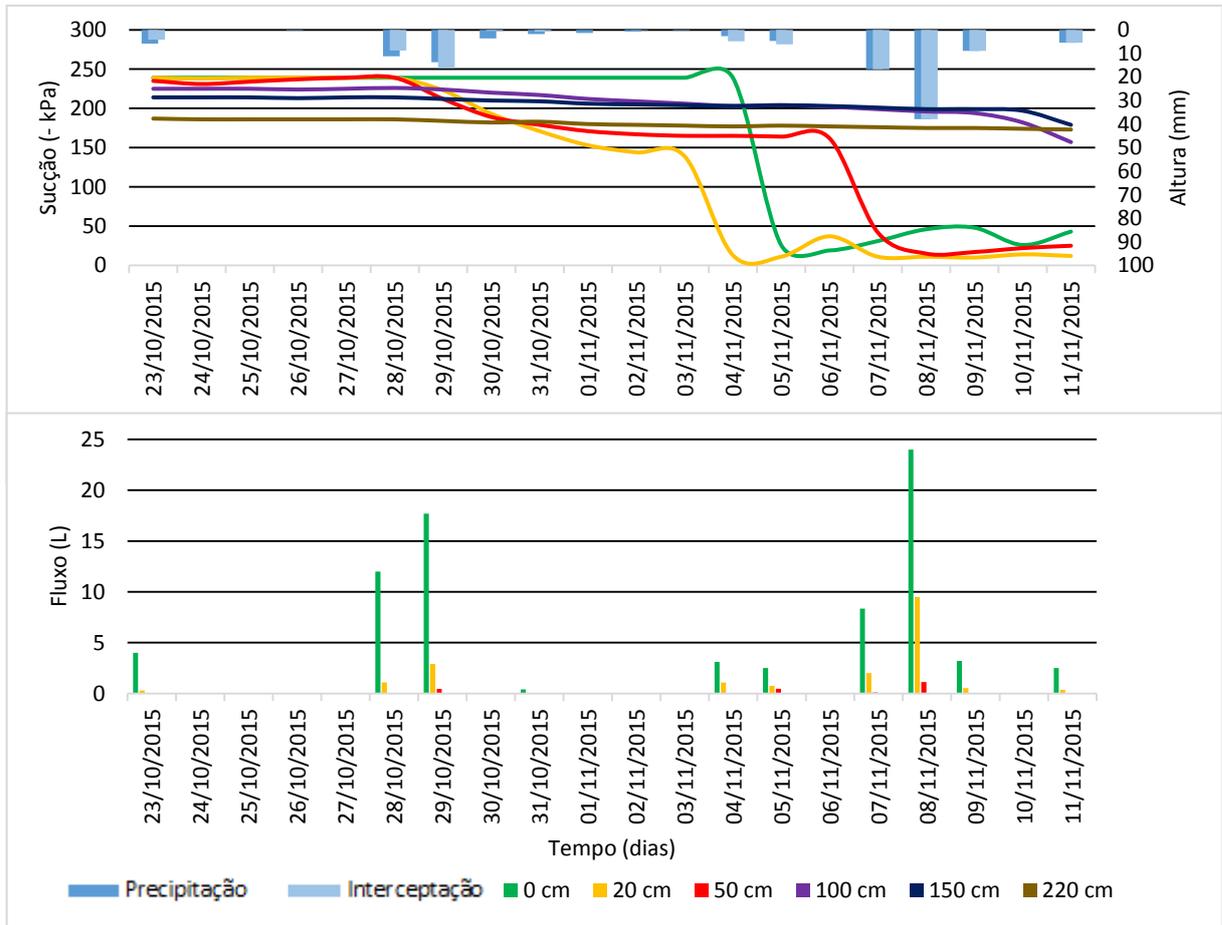


Figura 54 Variação da sucção e geração de fluxo no perfil da floresta entre 23/10/2015 e 11/11/2015.

O segundo período chuvoso foi referente às chuvas de janeiro após 7 dias de ausência de precipitação. Esse período se assemelha ao evento de janeiro de 2011, que também foi caracterizado por uma interrupção da precipitação por aproximadamente uma semana antes das chuvas críticas dos dias 11 e 12 de janeiro (LACERDA et al., 2016). A precipitação do dia 12 de janeiro foi capaz de umedecer a superfície do solo florestal, que se manteve praticamente constante nos eventos seguintes (Figura 56). Na precipitação mais forte do dia 13 de janeiro, a entrada de água ocorreu a 20 cm, diminuindo o potencial matricial de - 62 kPa para - 10 kPa e gerando escoamentos nas três primeiras profundidades. É importante ressaltar que os valores de escoamento desse dia são referentes ao acumulado de chuva do dia anterior, não sendo possível afirmar com precisão se houve escoamento e seu valor. O avanço da frente de umidade

foi observada no dia 14 de janeiro quando as sucções diminuíram a 50 e 100 cm, porém sem geração de escoamentos. Já nas fortes chuvas dos dias 15 e 16 de janeiro, percebe-se a manutenção da umidade (- 10 kPa) entre 20 e 50 cm e a entrada de água a 100 cm e posteriormente a 150 cm e 220 cm, cujas sucções alcançam respectivamente - 2 kPa, - 3 kPa e - 4 kPa.

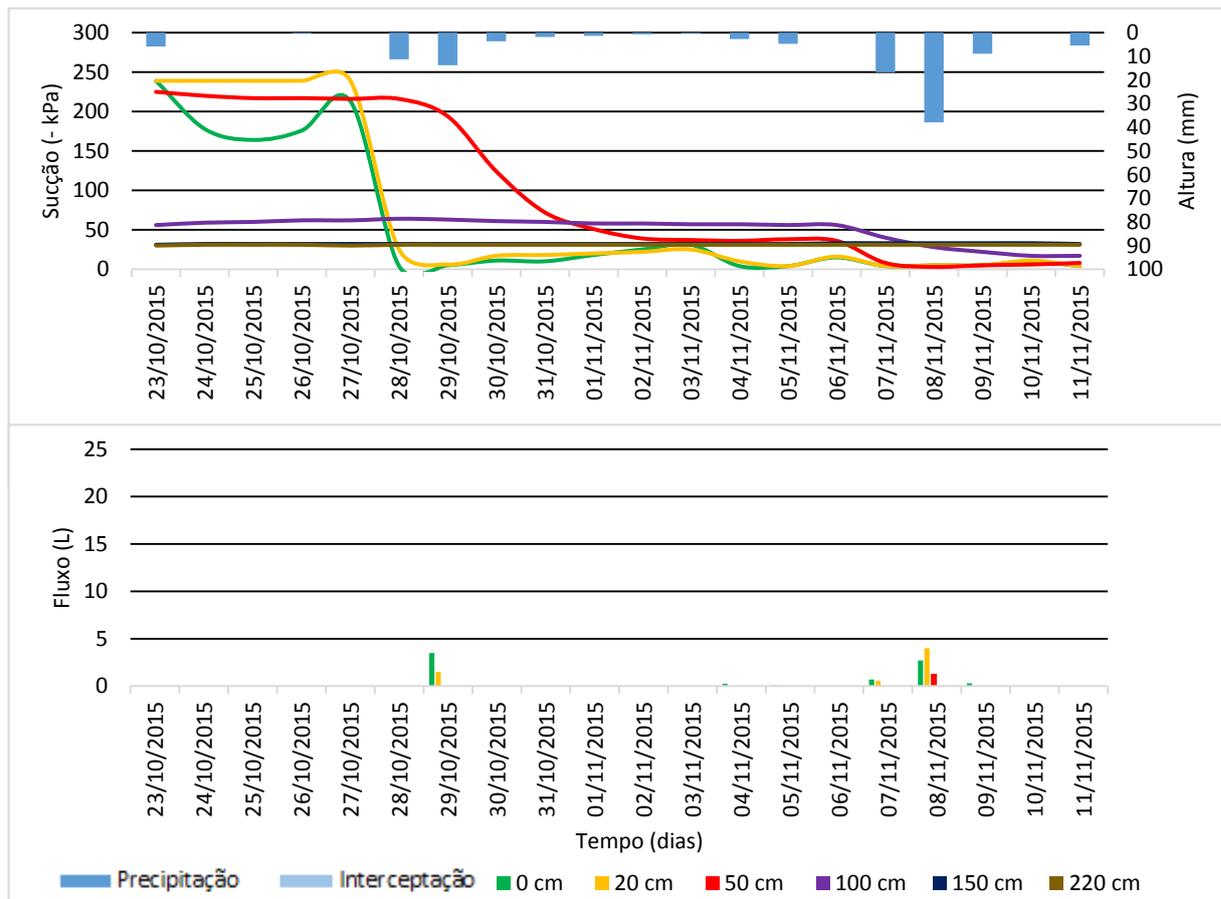


Figura 55 Variação da sucção e geração de fluxo no perfil da gramínea entre 23/10/2015 e 11/11/2015.

A ausência de escoamentos nessas profundidades mesmo em condições próximas da saturação, ao contrário das profundidades superiores, está relacionada a menor biomassa de raízes grossas, consequentemente de macroporosidade, e a existência de uma textura mais fina que favorece mais a retenção do que a transmissão da água. As sucções mínimas por volta de - 10 kPa a 20 cm e 50 cm estão de acordo com a textura mais arenosa, bem com a maior estruturação do solo que favorece o movimento da água nesse compartimento. Nota-se que o acumulado de precipitação terminal dos dias 15 e 16 de janeiro (107,6 mm) foi responsável pela alta umidade do solo em profundidade por aproximadamente 11 dias, situação essa considerada crítica do ponto de vista da estabilidade das encostas, uma vez que a perda da sucção, consequentemente da coesão aparente, diminui a resistência ao cisalhamento dos solos.

Na gramínea percebe-se uma inversão do comportamento, onde as chuvas moderadas no início do período promovem o umedecimento das três primeiras profundidades próximo de - 3 kPa, porém sem geração de escoamentos, que se prolonga por aproximadamente 12 dias nesse período (Figura 57). Nas chuvas dos dias 15 e 16 de janeiro, a entrada de água também ocorre até a maior profundidade, porém com atraso de um dia e em menor quantidade que na floresta, visto o rápido retorno das sucções para valores mais altos. Nos dois dias foram gerados pequenos escoamentos, decorrente das propriedades do solo dessa área, já mencionadas anteriormente. Esse período de maior pluviosidade retrata claramente como as raízes favorecem a infiltração da água alterando o comportamento hidrológico dos solos, principalmente no que tange à formação de zonas de saturação, dependendo das suas características de enraizamento. Na gramínea, caracterizada por raízes mais superficiais, o solo apresentou uma maior tendência de saturação até 50 cm, na base de seu enraizamento, enquanto na floresta, caracterizada por raízes mais profundas, o solo tendeu a saturar a partir de 100 cm, decorrente do redirecionamento da infiltração por caminhos preferencias.

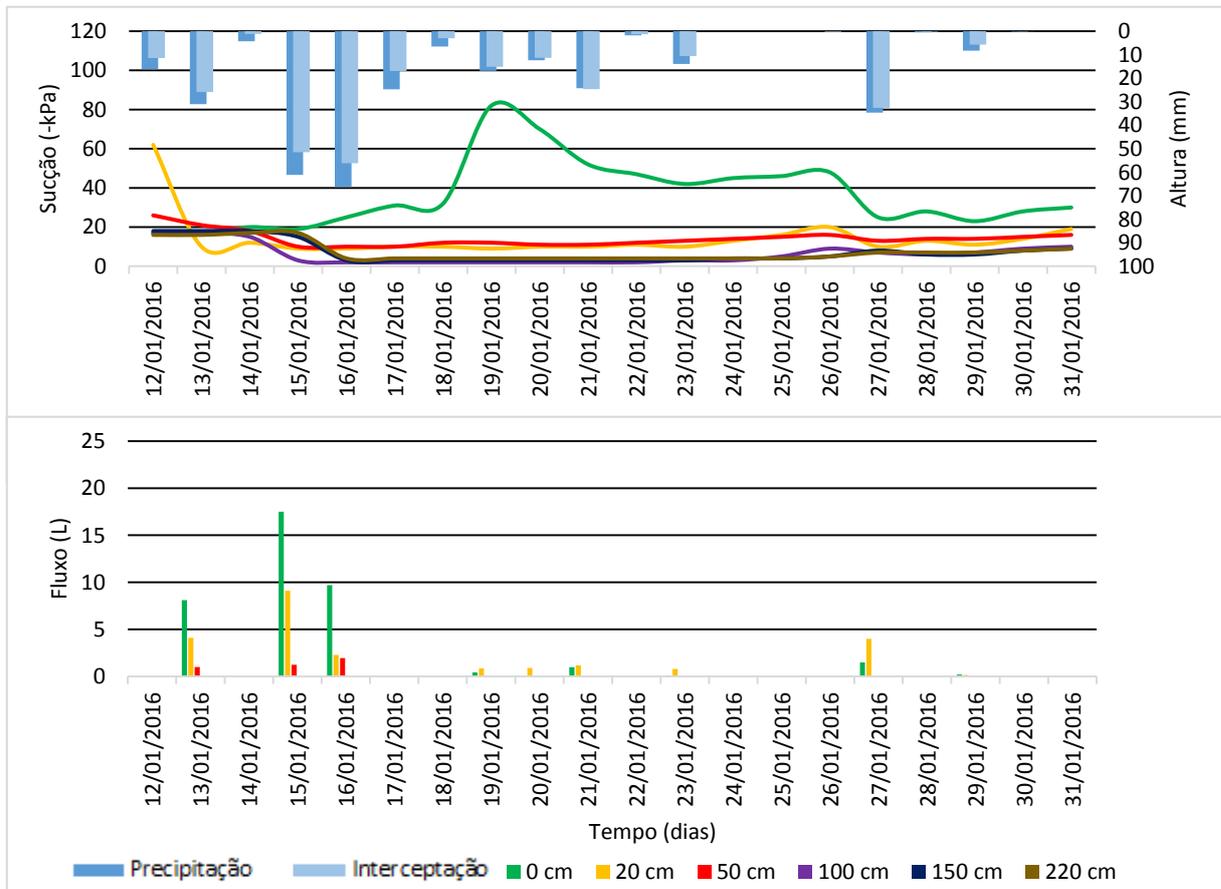


Figura 56 Variação da sucção e geração de fluxo no perfil da floresta entre 12/01/2016 e 31/01/2016.

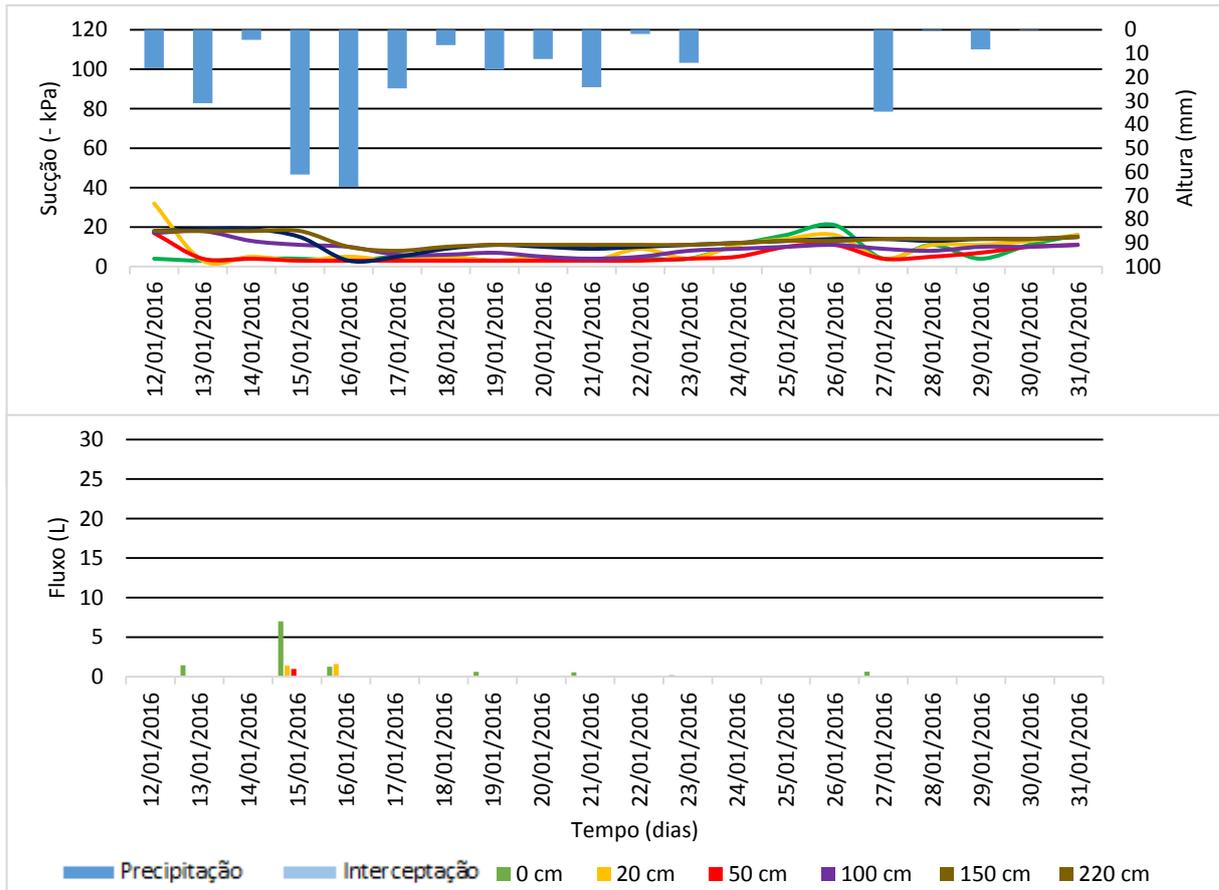


Figura 57 Variação da sucção e geração de fluxo no perfil da gramínea entre 12/01/2016 e 31/01/2016.

Com base no exposto nessa seção, algumas considerações podem ser feitas. No primeiro mês de monitoramento, na ausência de vegetação na área da gramínea, as variações de sucção nas camadas mais superficiais (0 cm e 20 cm) foram decorrentes principalmente da evaporação do solo, sem influência das raízes na absorção de água pelo processo de transpiração. Mota (2015) e Campello (2016), no monitoramento em solos descobertos e de gramínea, respectivamente, associaram também as variações da sucção do topo do solo às altas taxas de evaporação, além da perda de umidade para o próprio solo pela infiltração.

No primeiro período chuvoso monitorado, entre janeiro e março de 2015, a absorção de água pelas raízes arbóreas foi observada em todas as profundidades, exceto a 100 cm, relacionado principalmente às altas taxas de transpiração da floresta e à escassez hídrica dos meses antecedentes. Conforme os resultados de precipitação da figura 20, o ano de 2014 foi considerado extremamente seco pelo índice pluviométrico abaixo da média menos dois desvio padrão, levando a grande necessidade de suprimento hídrico da vegetação. Diferentemente, o segundo período chuvoso monitorado, entre outubro de 2015 e março de 2016, caracterizado pelo índice pluviométrico próximo da média, com exceção dos meses de outubro de 2015 e janeiro de 2016, as oscilações parecidas entre as áreas sugerem o maior suprimento hídrico da

vegetação e a menor atuação das raízes na extração de água inferior a capacidade de campo do solo.

Esse comportamento pode ser melhor compreendido pelo estudo de Zeppel et al. (2008), que estimaram a transpiração anual de um remanescente florestal na costa leste da Austrália entre um ano seco e um ano com pluviosidade próximo da média, encontrando transpiração de 71% da precipitação no primeiro ano em comparação com 37% no segundo ano. Essa grande perda foi acompanhada pelas condições ambientais como aumento da radiação solar, evaporação potencial e déficit da pressão do vapor, não permitindo a recarga de água no solo. Além disso, demonstraram que a floresta apresentou rápida resposta à disponibilidade hídrica, na transição para o ano úmido, aumentando a condutância de seus estômatos e o volume de água transpirada como forma de minimizar a perda de água do sistema. No presente estudo, o alcance mais rápido de uma condição seca do solo florestal em todas as profundidades, na transição do período chuvoso para o seco em 2015, reforça a maior retirada de umidade pelas raízes arbóreas pelo processo de transpiração, relacionada à manutenção das atividades biológicas das plantas, em comparação com as gramíneas.

O comportamento de variação da sucção mais diferenciado do sensor a 100 cm, principalmente no primeiro período chuvoso, está relacionado à sua distância da árvore mais próxima da Trincheira 1, ao contrário dos sensores instalados a 50 cm, 150 cm e 220 cm. A maior distância desse sensor resulta nas respostas mais atrasadas às variações de umidade induzidas pela árvore (ISHANK et al., 2009). O autor supracitado afirma também que o aumento da sucção do solo na zona das raízes pelo efeito da transpiração é bastante influenciado pelas condições de umidade antecedente, que quando altas não gera grande alteração da sucção do solo, corroborando os diferentes comportamentos de variação da sucção entre os períodos chuvosos na floresta, como abordado anteriormente.

Todas as profundidades na floresta responderam com aumento da sucção durante o período seco, ao passo que na gramínea o aumento somente foi observado nas três primeiras profundidades, com pequenas variações a 100 cm, que coincide com o término das raízes finas. As profundidades de 150 cm e 220 cm permanecem praticamente na mesma faixa de sucção, indicando a conservação de umidade. A análise comparativa da variação da sucção por profundidade demonstrou que o solo da floresta, atingem um patamar mínimo de sucção (- 10 kPa) superior ao solo da gramínea (- 3 kPa) nas profundidades de 0 cm, 20 cm e 50 cm, devido à maior absorção de água pelas raízes florestais, nesse compartimento, para manutenção do contínuo solo-planta-atmosfera. Leung, et al. (2015) afirmam, entretanto, que independente da evapotranspiração, a própria presença de raízes pode aumentar a sucção do solo por mudar sua

estrutura, considerando principalmente o volume de ocupação das raízes no solo, a retenção de água nos seus tecidos e a liberação de exsudatos. A partir da profundidade de 100 cm, onde se percebe a transição de uma textura mais grossa para uma textura mais fina em ambas as áreas e a menor atuação das raízes na absorção de água durante o período chuvoso, o comportamento de variação da sucção tende a ser parecido, exceto pela maior infiltração de água favorecida pelas raízes a partir dessa profundidade na floresta que adquire maior umidade.

Ambas as coberturas vegetais favoreceram a saturação do solo nos fortes eventos de precipitação, que na gramínea ocorreu preferencialmente a 50 cm, decorrente do seu enraizamento mais superficial, que promove descontinuidade da transmissão da água que resulta na saturação do solo na base do seu enraizamento (COELHO NETTO, 2005), ao passo que na floresta ocorreu nas maiores profundidades de 100 cm, 150 cm e 220 cm, associado às suas raízes mais profundas que redirecionam a água através de seus tecidos até as suas terminações. Como apontado por Ghestem et al. (2011) situações em que a arquitetura das raízes promove a concentração dos fluxos de água e o aumento das poro pressões positivas são consideradas desfavoráveis à estabilidade das encostas, principalmente quando ocorrem em superfícies potenciais de ruptura.

Além desse repentino aumento da poro pressão positiva, Lacerda et al. (2007) afirma que a perda de sucção (poro pressão negativa) pelo avanço da frente de umidade pode ocasionar a diminuição da coesão do solo e conseqüentemente a resistência ao cisalhamento (LACERDA et al., 2007). José (2016), por exemplo, realizou teste de cisalhamento *in situ* na mesma floresta, encontrando maior resistência ao cisalhamento na profundidade entre 0 cm e 25 cm e menor resistência ao cisalhamento na profundidade entre 25 cm e 50 cm, que estaria relacionado com o maior teor de matéria orgânica e raízes próximo da superfície, que conferem maior coesão efetiva ao solo, como com o maior teor de umidade encontrado na camada inferior, que conferem menor coesão aparente ao solo. A autora ressalta o aprofundamento dos estudos a respeito da influência da sucção na resistência ao cisalhamento, que como demonstrado no presente estudo, está fortemente associado com a vegetação.

Por fim os fluxos foram maiores na floresta devido à existência de raízes, dutos e macroporos interconectados que participam da infiltração da água por caminhos preferenciais, embora seja importante ressaltar que a posição da Trincheira 1 na parte mais inferior da encosta, bem como a presença de uma árvore muito próxima pode ter contribuído para os elevados valores observados, principalmente nas camadas mais superficiais. Os resultados demonstram a geração de fluxos mais superficiais (50 cm) na gramínea e mais profundos (150 cm) na floresta.

Os fluxos apresentaram uma tendência de aumento conforme o aumento das precipitações e da umidade do solo, no entanto, a maior geração de fluxos em condições secas do solo na floresta, ao contrário da gramínea, ressalta o favorecimento da infiltração pelas raízes arbóreas. Observações de campo confirmam essa constatação, a figura 58 mostra o gotejamento de água por uma raiz localizada na parede lateral esquerda da trincheira, a 37 cm de profundidade, após o esvaziamento do reservatório 1 distante por aproximadamente 2 metros da trincheira. O esvaziamento do reservatório liberou um volume de 34,500 L no solo, entretanto, o gotejamento pela raiz ocorreu poucos minutos após a abertura da torneira e antes do avanço da frente de umidade no local.

É importante ressaltar que a dinâmica hidrológica das encostas é bastante complexa e variável, principalmente relacionados aos fluxos subsuperficiais, condicionados pelas características da topografia, propriedades do solo, microformas, umidade, presença de caminhos preferenciais, tanto verticais quanto laterais, que redirecionam os fluxos nas encostas (NOGUEIRA et al., 2011; BACHMAIR et al., 2012). Nesse sentido, o método de coleta dos fluxos subsuperficiais por calhas em trincheiras, por ser pontual, pode não abranger essa variabilidade refletindo apenas a percolação da água num pequeno segmento da encosta.



Figura 58 Gotejamento a partir de uma raiz grossa localizada na parede lateral esquerda da Trincheira 1.

7 CONCLUSÕES

Os resultados encontrados nesse estudo permitem concluir que o baixo índice pluviométrico de 2015 foi devido a uma diminuição considerável das precipitações moderadas e fortes especialmente no verão e aumento das precipitações fracas, enquanto que o alto índice pluviométrico do período monitorado de 2016, foi devido principalmente às precipitações fortes de janeiro. O fragmento florestal apresentou uma interceptação esperada no domínio da Mata Atlântica, indicando a recuperação dessa função hidrológica. A interceptação apresentou uma relação inversa com a magnitude da precipitação, uma vez a capacidade de armazenamento das copas não é alcançada nas menores precipitações, implicando em maiores percentuais de interceptação durante o período seco e menores durante o período chuvoso. O método automático se mostrou confiável ($R^2 = 0,98$) para o monitoramento da interceptação, além de interessante, visto a possibilidade de sincronização com o monitoramento da precipitação e a menor periodicidade das coletas, para o esvaziamento dos reservatórios.

A análise das raízes demonstrou diferenças marcantes entre as áreas, dentre elas os valores expressivamente maiores de biomassa e comprimento de raízes grossas na floresta. Ambas as áreas apresentaram concentração de raízes grossas no primeiros centímetros do solo, entretanto, enquanto na floresta foi observado um decréscimo gradual padrão em profundidade, na gramínea as raízes grossas se concentraram quase totalmente no topo do solo. A biomassa de raízes finas foi similar entre as áreas, cuja diferença principal foi quanto à extensão do enraizamento, que na gramínea ocorreu até 100 cm, enquanto na floresta ocorreu até 200 cm. Essas diferenças tiveram implicações não apenas na estruturação do solo, mas também na regulação da umidade e na formação dos fluxos subsuperficiais.

Em relação às propriedades físicas do solo, foi encontrado em ambas as áreas o surgimento de uma textura mais fina a partir de 100 cm, na análise granulométrica sem uso de defloculante. As diferenças principais, no entanto, foram observadas nas análises de estabilidade de agregados e porosidade, que refletem melhor a estruturação do solo. A tendência de diminuição desses parâmetros em profundidade acompanha o surgimento natural de um material mais friável, composto por silte e areia, e menor presença de raízes. No entanto, o maior índice de estabilidade de agregados e porosidade na floresta em comparação com a gramínea para todas as profundidades está relacionado a maior presença de raízes observadas, que liberam matéria orgânica, agregadora de partículas, estruturando melhor o solo e permitindo a existência de macroporosidade que favorece a infiltração e a formação dos fluxos subsuperficiais nas encostas.

Os distintos comportamentos de variação da sucção entre as áreas estão, portanto, intimamente relacionadas com as propriedades físicas do solo e as características de enraizamento observadas. O sistema radicular fasciculado das gramíneas, composto por raízes finas, e a presença de raízes grossas de vegetações arbustivas pretéritas, aumentaram a infiltração da água no topo do solo, favorecendo a formação de zonas de saturação mais superficiais nas chuvas fortes, decorrente das descontinuidades da transmissão da água. Igualmente a retirada de umidade por evapotranspiração foi influenciada pelo sistema radicular, que ocorreu notavelmente nas profundidades com presença de raízes finas responsáveis pela absorção de água, ao passo que as maiores profundidades apresentaram uma tendência de conservação da umidade na ausência dessas raízes.

O sistema radicular pivotante das árvores, composto por raízes grossas profundas que se ramificam em raízes laterais e raízes finas nas extremidades promoveram, no entanto, a entrada e retirada de água em todo o perfil. Devido a maior taxa de transpiração das plantas arbóreas, bem como a maior presença de raízes que reestruturam o solo, as camadas mais superficiais, que são caracterizadas como a zona de raízes e de maior extração de água, não apresentaram a mesma tendência de saturação como na gramínea. Por sua vez, a infiltração por caminhos preferenciais, através principalmente das raízes grossas e dos dutos formados após sua decomposição, favorecem a concentração de água nas profundidades em que são terminais aumentando a pressão da água. A saturação do solo nessa área também ocorreu nas chuvas fortes, porém mais profundamente, devido principalmente ao rápido movimento e redirecionamento da água em profundidade pelas raízes arbóreas.

Esse processo também foi responsável pelos maiores fluxos subsuperficiais encontrados na floresta, ou seja, a maior agregação do solo, a existência de macroporos interconectados, dutos e raízes facilitam a transmissão da água em profundidade, diferentemente da gramínea, cuja menor estruturação do solo dificulta a transmissão da água pela matriz do solo. Apesar desse aspecto, é considerado também para as diferenças dos valores encontrados as diferentes posições das trincheiras nas encostas, que na gramínea foi na parte superior da encosta, onde predominam os fluxos verticais e na floresta foi na parte mais inferior da encosta, onde predominam os fluxos laterais, além de próximo de uma árvore que contribuiu para os elevados valores dos escoamentos superficiais. Nesse sentido, novos questionamentos são levantados sobre como esses comportamentos investigados ocorrem em diferentes posições das encostas nas duas coberturas vegetais. Por fim, os fluxos apresentaram uma tendência de aumento com as chuvas, sendo também maiores nas condições úmidas do solo em ambas as áreas, entretanto, a geração dos fluxos na floresta mesmo em altos potenciais matriciais do solo, diferentemente

na gramínea, reforça o favorecimento dos fluxos subsuperficiais por raízes e outros caminhos preferenciais nesses ambientes.

Os resultados obtidos nessa dissertação permitem compreender a alta ocorrência de deslizamentos em coberturas de florestas secundárias e gramíneas no evento extremo de chuva em janeiro de 2011. Associado ao grande aporte de chuva e alta umidade antecedente, essas vegetações favoreceram a formação de zonas de saturação e aumento das pressões da água, deflagrando os deslizamentos em superfícies de ruptura entre 0,5 m e 2,0 m. No entanto, nenhum registro foi realizado sobre a relação dessas superfícies de ruptura com as coberturas de vegetação nas encostas, demonstrando ser essencial para futuras pesquisas. Além disso, outra importante questão levantada se refere à ampliação das investigações em coberturas florestais em estágios mais avançados de sucessão, cujas funções hidrológicas estariam plenamente recuperadas, permitindo, portanto, complementar a compreensão do papel das florestas na estabilidade das encostas, além de subsidiar a elaboração de mapas de susceptibilidade, como também de políticas públicas de proteção da natureza.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCÁNTARA-AYALA, I. Geomorphology, natural hazards, vulnerability and -prevention of natural disasters in developing countries. *Geomorphology*, v. 74, p. 107-124, 2002.
- ALVEZ, L. M., MARENGO, J. A., CASTRO, C. A. C. Início das chuvas na região sudeste do Brasil: análise climatológica. Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12, 2002, Foz de Iguaçu. Anais...Foz de Iguaçu: SBMET, 2002.
- ANDREU, V., IMESON, A. C., RUBIO, J. L. Temporal changes in soil aggregates and water erosion after a wildfire in a Mediterranean pine forest. *Catena*, v. 44, p. 69-84, 2001.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS – ABNT. NBR 7181. Solo – Análise Granulométrica, 1984.
- ARCOVA, F. C. S., CICCIO, V., ROCHA, P. A. B. Precipitação efetiva e inercepção das chuvas por floresta de Mata Atlântica em uma microbacia experimental em cunha – São Paulo. *Revista Árvore*, v. 27, n. 2, p. 257-262, 2003.
- ATAROFF, M., NARANJO, M. E. Interception of water by pastures of *Pennisetum clandestinum* Hochst. ex Chiov. and *Melinis minutiflora* Beauv. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 149, p. 1616 – 1620, 2009.
- AUGUSTO FILHO, O., VIRGILI, J. C. Estabilidade de Taludes. In OLIVEIRA, A.M.S., BRITO, S.N.A. (Org.). *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE, 1998, p. 243-269.
- AVELAR, A. S., COELHO NETTO, A. L., LACERDA, W. A., BECKER, L. B., MENDONÇA, M. B. Mechanisms of the recent catastrophic landslides in the mountainous range of Rio de Janeiro, Brazil. *Proceedings of the Second World Landslide Forum*, 2011, p. 3-7.
- AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 17ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2013, 350 p.
- AZEVEDO, A. A., ALBUQUERQUE FILHO, J. L. Águas subterrâneas In: OLIVEIRA, A. M. S., BRITO, S. N. A. (Org.). *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE, 1998, p. 111-130.
- BACELLAR, L. A. P. O papel das florestas no regime hidrológico de bacias hidrográficas. *Geo.br*, p. 1-39, 2005.
- BACHMAIR, S., WEILER, M. Hillslope characteristics as controls of subsurface flow variability. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 16, p. 3699-3715, 2012.
- BERISH, C. W., EWEL, J. J. Root development in simple and complex tropical succession ecosystem. *Plant and Soil*, v. 106, p. 73-84, 1988.
- BEVEN, K., GERMANN, P. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, v. 18, n. 5, p. 1311-1325, 1982.
- BORSATO, V. A., MENDONÇA, F. A. Participação da massa polar atlântica na dinâmica dos sistemas atmosféricos no centro sul do Brasil. *Mercator*, v. 14, n. 1, p. 113-130, 2015.

BRAGA, B., HESPANHOL, I., CONEJO, J. G., MIERZWA, J. C., BARROS, M. T., SPENCER, M., PORTO, M., NUCCI, N., JULIANO, N., EIGER, S. Introdução à engenharia ambiental. 2ª ed. São Paulo: Pearson Prentice Hall, 2005, 318 p.

BRANDÃO, E. D. Efeito do sistema radicular da *Brachiaria ruziziensis* na formação e estabilidade de agregados de um nitossolo vermelho. 2009. 51 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Universidade Federal da Paraíba, Paraíba, 2009.

BRAUMAN, K. A., FREYBERG, D. L., DAILY, G. C. Forest structure influences on rainfall partitioning and cloud interception: a comparison of native forest sites in Kona, Hawaii. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 150, p. 265-275, 2010.

BRUIJNZEEL, L. A. The hydrological cycle in moist tropical forest. In: BRUIJNZEEL, L. A. *Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review*. Amsterdam: IAHS, 1990, p. 5-38.

BRUIJNZEEL, L. A. Hydrology of tropical montane cloud forests: a reassessment. *Land Use and Water Research*, v. 1, p. 1.2-1.18, 2001.

BRUIJNZEEL, L. A. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? *Agriculture, Ecosystems and Environment*, v. 104, p. 185-228, 2004.

CALVO-ALVARADO, J., JIMÉNEZ-RODRÍGUEZ, C., QUINTANA, M. Intercepción de precipitación en tres estadios de sucesión de un Bosque húmedo Tropical, Parque Nacional Guanacaste, Costa Rica. *Revista Florestal Mesoamericana Kurú*, v. 9, n. 22, p. 1-9, 2012.

CAMMERAAT, E., BEEK, R. V., KOOIJMAN, A. Vegetation succession and its consequences for slope stability in SE Spain. *Plant and Soil*, v. 278, p. 135-147, 2005.

CAMPANILI, M., SCHAFER, W. B. Mata Atlântica: patrimônio nacional dos brasileiros. Brasília: MMA, 2010. 408 p.

CAMPELLO, A. C. F. Plantio de eucalipto e reativação erosiva em vales de cabeceiras de drenagem: Bacia do Rio Sesmarias, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. 2016. 107 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

CASTRO FILHO, C. MUZILLI, O., PODANOSCHI, A. L. Estabilidade dos agregados e sua relação com o teor de carbono orgânico num latossolo roxo distrófico, em função de sistemas de plantio, rotações de culturas e métodos de preparo das amostras. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 22, p. 527-538, 1998.

CASTRO JÚNIOR, E. O papel da fauna endopendônica na estruturação física do solo e seu significado para a hidrologia de superfície. 1991. 150 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1991.

COELHO NETTO, A. L. O processo erosivo nas encostas do maciço da Tijuca, RJ. 1979. 112 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1979.

COELHO NETTO, A. L. Surface hydrology and soil erosion in a tropical mountainous rainforest drainage basin, Rio de Janeiro. 1985. 181 p. PhD Thesis - Katholieke Universiteit Leuven, Leuven, 1985.

COELHO NETTO, A. L. Overlandflow production in a tropical rainforest catchment: the role of litter cover. *Catena*, v. 14, p. 213-231, 1987.

COELHO NETTO, A. L. A interface florestal-urbana e os desastres naturais relacionados à água no maciço da Tijuca: desafios ao planejamento urbano numa perspectiva sócio-ambiental. *Revista do Departamento de Geografia*, v.16, p. 46-60, 2005.

COELHO NETTO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T., CUNHA, S. B. (Org.). *Geomorfologia, uma atualização de bases e conceitos*. 6ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994, p. 93-144.

COELHO NETTO, A. L., SATO, A. M., AVELAR, A. S., VIANNA, L. G. G., ARAÚJO, I. S., FERREIRA, D. L. A., LIMA, P. H., SILVA, A. P. A., SILVA, R. P. January 2011: the extreme landslide disaster in Brazil. In: MARGOTTINI, C., KYOJISASSA, C. P. (Org.). *Landslide Science and Practice*. 1ª ed. Berlin: Springer Berlin Heidelberg, 2013, v. 6, p. 377-384.

COOPER, J. D. Measurement of fluxes in unsaturated soil in Thetford Forest. *Institute of Hydrology, Wallingford, Rep.*, 1980, n. 66, p. 97.

CUARTAS, L. A., TOMASELLA, J., NOBRE, A. D., HODNETT, M. G., WATERLOO, M. J., MÚNERA, J. C. Interception water-partitioning dynamics for a pristine rainforest in Central Amazonia: Marked differences between normal and dry years. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 142, p. 69-83, 2007.

DANJON, F., REUBENS, B. Assessing and analysing 3D architecture of woody root systems, a review of methods and applications in tree and soil stability, resource acquisition and allocation. *Plant Soil*, v. 303, p. 1-34, 2008.

DANTAS, M. E., SHINZATO, E., MEDINA, A. I. M., SILVA, C. R., PIMENTEL, J., LUMBRERAS, J. F., CALDERANO, S. B., CARVALHO FILHO, A. *Diagnóstico Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro*. Oficina Internacional de Ordenamento Territorial Mineiro, Rio de Janeiro, 2005.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE ESTRADAS E RODAGENS – DNER. 1994. ME 093/94: Solos – determinação da densidade real (método de ensaio).

DEUS, E. O papel da escavação das formigas do gênero *Atta* na hidrologia de encostas e áreas de pastagem – Bananal (SP). 1991. 135 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1991.

DUNNE, T., LEOPOLD, L. B. *Water Environmental Planning*. W. H. San Francisco: Freeman & Company, 1987, 818 p.

EMBRAPA. *Manual de métodos de análise de solo*. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura e do Abastecimento, 1997, 212 p.

ESTADOS UNIDOS. *Soil survey manual*. Washington: Department of Agriculture, 1993, 437 p.

FATTET, M., FU, Y., GHESTEM, M., MA, W., FOULONNEAU, M., NESPOULOUS, J., LE BISSONNAIS, Y., STOKES, A. Effects of vegetation type on soil resistance to erosion: relationship between aggregate stability and shear strength. *Catena*, v. 87, p. 60-69, 2011.

FERNANDES, N. F., AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológica-geomorfológica In: GUERRA, A. J. T., CUNHA, S. B. (Org.). *Geomorfologia e Meio Ambiente*. Rio de Janeiro: Bertrand, 1996, p. 123-194.

FERNANDES, N. F., GUIMARÃES, R. F., GOMES, R. A. T., VIEIRA, B. C., MONTGOMERY, D. R., GREENBERG, H. Condicionantes geomorfológicas dos deslizamentos nas encostas: avaliação de metodologias e aplicação de modelo de previsão de áreas susceptíveis. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 2, p. 51-71, 2001.

FERNANDES, N. F., GUIMARÃES, R. F., GOMES, R. A. T., VIEIRA, B. C., MONTGOMERY, D. R., GREENBERG, H. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. *Catena*, v. 55, p. 163-181, 2004.

FIGUEIRÓ, A. S., COELHO NETTO, A. L. Climatic variability and pluviometric trends in a humid tropical environment at Resende municipality – middle Paraíba do Sul river valley (Rio de Janeiro – Brazil). *Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities Research Medium*, v. 2, n. 1, p. 256 – 273, 2011.

FONTES, R. L. P., GOMES, G. R., LEMES, W. M., MERAT, G. S., MARÇAL, R. S. Avaliação do potencial matricial através de sensores de umidade – GMS e tensiômetro – em parcelas de erosão com usos diversos: estação experimental do DGEO/FFP/UERJ. Encontro Nacional de Geógrafos, 16, 2010, Porto Alegre. *Anais...*, Porto Alegre, 2010.

FORMIGA, K. T. M., SEIBT, A. C., BERNARDES, R. S. A infiltração e o escoamento superficial. In: CARVALHO, J. C., JUNIOR, G. F. N., CARVALHO, E. T. L. (Org.). *Tópicos sobre infiltração: teoria e prática aplicadas a solos tropicais*. Brasília: Faculdade de Tecnologia, v. 4, 2012, p. 101- 116.

FRAGA, J. S. Aspectos vegetacionais relevantes à hidrologia de floresta secundária com idades distintas: subsídios à compreensão de estabilidade de encostas. 2014. 125 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

FREDLUND, D. G., XING, A. Equation for soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, v.37, p. 521-532, 1994.

FREEZE, A., CHERRY, J. *Groundwater*. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1979, 603 p.

FREIRE ALLEMÃO, A. V. 1997. 136 p. Recarga e drenagem em solos florestados: o papel dos sistemas radiculares. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1997.

FREITAS, C. M., SILVA, D. R., SENA, A. R., SILVA, E. L., SALES, L. B., CARVALHO, M. L., MAZOTO, M. L., BARCELLOS, C., COSTA, A. M., OLIVEIRA, M. L., CORVALÁN, C. Desastres naturais e saúde: uma análise da situação do Brasil. *Ciência Saúde Coletiva*, v. 19, n. 9, 2014.

GENET, M., KOKUTSE, N., STOKES, A., FOURCAUD, T., CAI, X., JI, J., MICKOVSKI, S. Root reinforcement in plantations of *Cryptomeria japonica* D. Don: effect of tree age and stand structure on slope stability. *Forest Ecology and Management*, v. 256, p.1517-1526, 2008.

GENET, M., STOKES, A., FOURCAUD, T., NORRIS, J.E. The influence of plant diversity on slope stability in a moist evergreen deciduous forest. *Ecological Engineering*, v. 36, p. 265-275, 2010.

GERSCOVICH, D. M. S., VARGAS, E. A., CAMPOS, T. M. P. On the evaluation of unsaturated flow in a natural slope in Rio de Janeiro, Brazil. *Engineering Geology*, v. 88, p. 23-40, 2006.

GOSTELOW, P. Rainfall and Landslides. In: ALMEIDA-TEIXEIN, M. E., FANTECHI, R., OLIVEIRA, R., GAMES, C. A. (Org.). *Prevention and Control of Landslides and Other Mass Movements*. Brussels: European Communities, 1991, p. 139-161.

GREENWAY, D. R. Vegetation and slope stability. In: ANDERSON, M. G., RICHARDS, K. S. *Slope stability*. New York: John Willey & Sons LTD, 1987, p. 187-230.

GUARIGUATA, M. R., OSTERTAG, R. Neotropical secondary forest succession: changes in structural and functional characteristics. *Forest Ecology and Management*, v. 148, p. 185–206, 2001.

GHESTEM, M., SIDLE, R. C., STOKES, A. The influence of plant root systems on subsurface flow: Implications for slope stability. *BioScience*, v. 61, n. 11, p. 869-879, 2011.

GUIDICINI, G., NIEBLE, C. M. *Estabilidade de taludes naturais e de escavação*. São Paulo: Edgard Blücher, Ed. da Universidade de São Paulo, 1984, 194 p.

GUIDICINI, G., IWASA, O. Y. Tentative correlation between rainfall and landslides in a humid tropical environment. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, v. 16, p. 13-20, 1977.

HARR, R. D. Water flux in soil and subsoil on a steep forested slope. *Journal of Hydrology*, v. 33, p.37-58, 1977.

HERTEL, D., LEUSCHNER, C. HÖLSCHER, D. Size and structure of fine root systems in old-growth and secondary tropical montane forests (Costa Rica). *Biotropica*, v. 35, n. 2, p. 143-153, 2003.

HEWLETT, J. D., HIBBERT, A. R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *Forest hydrology*, v. 1, p. 275-290, 1967.

HILLEL, D. *Environmental soil physics: Fundamentals, applications, and environmental considerations*. San Diego: Academic press, 1998.

HÖLCHER, D., KÖHLER, L., DIJK, A. I., BRUIJNZEEL, L. A. The importance of epiphytes to total rainfall interception by a tropical montane forest in Costa Rica. *Journal of hydrology*, v. 292, p. 308 – 322, 2004.

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

HOPKINS, M. S., REDDELL, P., HEWETT, R. K., GRAHAM, A. W. Comparison of root and mycorrhizal characteristics in primary and secondary rainforest on a metamorphic soil in North Queensland, Australia. *Journal of Tropical Ecology*, v. 12, p. 871-885, 1996.

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

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. Pesquisa de Informações Básicas Municipais – MUNIC, Rio de Janeiro, 2014.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. Censo 2010. Disponível em: <http://censo2010.ibge.gov.br/>. Acessado em: 02/03/2015.

Instituto Estadual do Ambiente – INEA. Plano de Manejo do Parque Estadual dos Três Picos. Rio de Janeiro, 2009, 655 p.

ISHAK, M. F., SULAIMAN, F. F., ALI, N., KASSIM, A. Tree water uptake and suction distribution on tropical residual soil slope. *Earth and Environmental Science*, v. 30, 2016.

JACINTHO, E. C., CARVALHO, J. C., CARDOSO, F. B. F., GUIMARÃES, R. C. Perfil de intemperismo e infiltração. In: CARVALHO, J. C., JUNIOR, G. F. N., CARVALHO, E. T. L. (Org.). Tópicos sobre infiltração: teoria e prática aplicadas a solos tropicais. Brasília: Faculdade de Tecnologia, 2012, v. 4, p. 101- 116.

JANSEN, R. C. Distribuição dos sistemas radiculares em encostas florestadas e sua influência sobre a infiltração. 2001. 118 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2001.

JESUS, A. S., LIMA, C. V., CARVALHO, J. C. A interação entre a geomorfologia e os processos de infiltração. In: CARVALHO, J. C., JUNIOR, G. F. N., CARVALHO, E. T. L. (Org.). Tópicos sobre infiltração: teoria e prática aplicadas a solos tropicais. Brasília: Faculdade de Tecnologia, 2012, v. 4, p. 101- 116.

JOSÉ, F. O. Análise do incremento de resistência ao cisalhamento do solo conferido por raízes florestais em Nova Friburgo, RJ. 2016. 124 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2016.

KIRKBY M. J., CHORLEY, R. J. Throughflow, overland flow and erosion. *International Association of Scientific Hydrology*, v. 12, n. 3, p. 5-21, 1967.

KOBIYAMA, M., MENDONÇA, M., MORENO, D. A., MARCELINO, I. P., MARCELINO, E. V., GONÇALVES, E. F., BRAZETTI, L. L., GOERL, R. F., MOLLERI, G. S., RUDORFF, F. M. Prevenção de Desastres Naturais: Conceitos Básicos. Curitiba: Ed. Organic Trading, 2006, 109 p.

LACERDA, W. A. Landslide initiation in saprolite and colluvium in southern Brazil: field and laboratory observations. *Geomorphology*, v. 87, p. 104-119, 2007.

- LACERDA, W. A., COELHO NETTO, A. L., SATO, A. M. Technical report on landslide related disasters in Brazil In: KEN, H., LACASSE, S., PICARELLI, L. (Org.). Slope Safety Preparedness for Impact of Climate Change. 1ª ed. Boca Raton: CRC Press, 2016, p. 44 – 70.
- LANG, G. E., KNIGHT, D. H. Tree growth, mortality, recruitment, and canopy gap formation during a 10-year period in a tropical moist forest. *Ecology*, v. 64, n. 5, p. 1075-1080, 1983.
- LEAL, P. J. Crescimento de redes de canais e pirataria de água subterrânea em vales de cabeceira de drenagem. 2009. 213 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.
- LEOPOLD, L. B. Rainfall frequency: an aspect of climatic variaton. *Transaction American Geophysical Union*, v. 32, n. 3, p. 347 – 357, 1951.
- LEPSCH, I. F. 19 lições de pedologia. São Paulo: Oficina de Textos, 2011, 456 p.
- LEUNG, A. K., GARG, A., NG, C. W. W. Effects of plant roots on soil water retention and induced suction in vegetated in soil. *Engineering Geology*, v. 193, p. 183-197, 2015.
- LEVIA Jr, D. F., FROST, E. E. Variability of throughfall volume and solute inputs in wooded ecosystems. *Progress in Physical Geography*, v. 20, n. 5, p. 605-632, 2006.
- LIMA, K. C., SATYAMURTY, P., FERNÁNDEZ, J. P. R. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 101, p.121-135, 2010.
- LIMA, P. H. M. O índice de eficiência de drenagem como subsídio à análise espacial de áreas suscetíveis a ocorrência de movimentos de massa. 2015. 127 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.
- LINO, C. Brasil o país da Mata Atlântica. CNRBMA, 2002.
- LORENZON, A. S. Processos hidrológicos em um fragmento de floresta estacional semidecidual no município de Viçosa, MG. 2011. 59 p. Dissertação (Mestrado em Ciência Florestal) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2011.
- MACHADO, K. M. Retroanálise de um Deslizamento de Encosta no Município de Nova Friburgo – RJ. 2013. 63 p. Monografia (Graduação em Engenharia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2013.
- MARENGO, J. A., NOBRE, C. A., SELUCHI, M. E., CUARTAS, A., ALVES, L. M., MENDIONDO, E. M., OBREGÓN, G., SAMPAIO, G. A seca e a crise hídrica de 2014-2015 em São Paulo. *Revista USP*, v. 106, p. 31 – 44, 2015.
- MATEUS, F. A., MIRANDA, C. C., VALCARCEL, R., FIGUEIREDO, P. H. Estoque e capacidade de retenção hídrica da serapilheira acumulada na restauração florestal de áreas perturbadas na Mata Atlântica. *Floresta e Ambiente*, v. 20, n. 3, p. 336-343, 2013.
- MAZZONI-VIVEIROS, S. C., TRUFEM, S. F. B. Efeitos da poluição aérea e edáfica no sistema radicular de *Tibouchina pulchra* Cogn. (Melastomataceae) em área de Mata Atlântica: associações micorrízicas e morfologia. *Revista Brasileira de Botânica*, v. 27, n. 2, p. 337-348, 2004.

MCGREGOR, G. R., NIEUWOLT, S. Tropical climatology – an introduction to the climates of the low latitudes. England: John Wiley and Sons, 2^a ed, 1998.

MEIS, M. R. M., SILVA, J. X. Considerações geomorfológicas a propósito dos movimentos de massa ocorridos no Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geografia*, p. 55-72, 1968.

MENDES, R. M., FUNARI, A. H., MARINHO, F. A. M. Avaliação do sensor de matriz granular (GMS) para medição de sucção. In: Simpósio Brasileiro de Solos não Saturados, 2007, Salvador. Anais..., Salvador, 2011.

MIRANDA, J. C. Intercepção das chuvas pela vegetação florestal e serrapilheira nas encostas do Maciço da Tijuca: Parque Nacional da Tijuca, RJ. 1992. 100 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1992.

MORAIS, F. Infiltração: uma variável geomorfológica. *Caderno de Geografia*, v. 22, n. 38, 2012.

MOURA, A. E., CORREA, M. M., SILVA, E. R., FERREIRA, R. L., FIGUEIREDO, A. C., POSSAS, J. M. Interceptação das chuvas em um fragmento de floresta da Mata Atlântica na Bacia do Prata, Recife, PE. *Revista Árvore*, v. 33, n. 3, p. 461 – 469, 2009.

MUTHUKUMAR, T., SHA, L., YANG, X., CAO, M., TANG, J., ZHENG, Z. Distribution of roots and arbuscular mycorrhizal associations in tropical forest types of Xishuangbanna, southwest China. *Appl. Soil Ecol*, v. 22, p. 241–253, 2003.

NACINOVIC, M. G. G. Avaliação de erosão hídrica superficial em parcelas experimentais. 2013. 155 p. Tese (Doutorado em Engenharia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

NALON, M. A., VELLARDI, A. C. V. Estudo do balanço hídrico nas escarpas da serra do mar, região de Cubatão, SP. *Revista do Instituto Florestal*, v. 5, n. 1, p. 39-58, 1993.

NETO, J. L. S. Dinâmica atmosférica e caráter transicional do clima na zona costeira paulista. *Revista do Departamento de Geografia*, v. 8, p. 35-49, 1994.

NUNES V. M., FREIRE ALLEMÃO, A. V., MIRANDA, J. C., CASTRO JR., E., COELHO NETTO, A. L. Sistemas radiculares e hidrologia de encostas florestadas: subsídios as análises de estabilidade. In: Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas, 1, 1992, Rio de Janeiro. Anais..., Rio de Janeiro, 1992.

NOGUCHI, S., NIK, A. R., KASRAN, B., TANI, M., SAMMORI, T., MORISADA, K. Soil physical properties and preferential flow pathways in tropical rain forest, Bukit Tarek, Peninsular Malaysia. *Journal of Forest Research*, v. 2, n. 2, 115-120, 1997.

NOGUEIRA, M. L., AUGUSTIN, C. H., ARANHA, P. R. Estuda da dinâmica de percolação da água no solo – Gouveia, Minas Gerais, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 12, n. 13, 2011.

OLIVEIRA, L. L., COSTA, R. F., SOUZA, F. A., COSTA, A. C., BRAGA, A. P. Precipitação efetiva e interceptação em Caxiuanã, na Amazônia Oriental. *Acta Amazonica*, v. 38, n. 4, p. 723-732, 2008.

OLIVEIRA, R. R., FRAGA, J. S., SALES, G. P. S., COELHO NETTO, A. L. Perda de funções ecológicas em florestas de encosta de Angra dos Reis, RJ. *Pesquisas Botânica*, v. 63, p. 41-53, 2012.

OLIVEIRA, R. R., AVELAR, A. S., OLIVEIRA, C. A., ROCHA LEÃO, O. M., FREITAS, M. M., COELHO NETTO, A. L. Degradação florestal e deslizamentos ocorridos em Fevereiro 1996 no maciço da Tijuca, RJ. Congresso Nacional de Botânica, 47, Nova Friburgo. *Anais...*, Nova Friburgo, 1996.

OSMAN, N., BARAKBAH, S. S. Parameters to predict slope stability – soil water and root profiles. *Ecological Engineering*, v. 26, p. 90-95, 2006.

OSMAN, N., BARAKBAH, S. S. The effect of plant succession on slope stability. *Ecological Engineering*, v. 37, p.139-147, 2011.

PEREIRA, A. Monitoramento da irrigação por meio da tensão da água do solo. Ponta Grossa: Editora UEPG, 2006, 20 p.

PIERRET, A., DOUSSAN, C., CAPOWIEZ, Y., BASTARDIE, F., PAGÈS, L. Root functional architecture: a framework for modeling the interplay between roots and soil. *Vadoze Zone Journal*, v. 6, n. 2, 2007.

PINTO, C. S. Curso Básico de Mecânica dos Solos. São Paulo: Oficina de Textos, 2006, 367 p.

PLOEY, J. D., CRUZ, O. Landslides in the Serra do Mar, Brazil. *Catena*, vol. 6, n. 2, p. 111-122, 1979.

POHL, M., ALIG, D., KÖRNER, C., RIXEN, C. Higher plant diversity enhances soil stability in disturbed alpine ecosystems. *Plant Soil*, v. 324, p. 91-102, 2009.

POWERS, J. S., PÉREZ-AVILES, D. Edaphic factors are more important control on surface fine roots than stand age in secondary tropical dry forests. *Biotropica*, v. 45, n. 1, p. 1-9, 2013.

PRANDINI, L., GUIDICINI, G., BOTTURA, J. A., PONÇANO, W., SANTOS, A. R., Behavior of the vegetation in slope stability: a critical review. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, v.16, p. 51-55, 1977.

PRETI, F. Forest protection and protection forest: tree root degradation over hydrological shallow landslides triggering. *Ecological Engineering*, v. 61, p. 633-645, 2013.

RAMBALDI, D. M., MAGNANI, A., ILHA, A., LARDOSA, E., FIGUEIREDO, P., OLIVEIRA, R. F. A Reserva da Biosfera da Mata Atlântica no Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: CNRBMA, 2003.

RAVEN, P. H., EVERT, R. F., EICHHORN, S. E. *Biologia Vegetal*. Rio de Janeiro: Editora Guanabara Koogan, 7ª ed, 2007, 830 p.

REUBENS, B., POESEN, J., DANJON, F., GEUDENS, G., MUYS, B. the role of fine and coarse roots in shallow slope stability and soil erosion control with a focus on root system architecture: a review. *Trees*, v. 21, p. 385-402, 2007.

RIBEIRO, M. C., METZGER, J. P., MARTENSEN, A. C., PONZONI, F., HIROTA, M.M. Brazilian Atlantic forest: how much is left and how is the remaining forest distributed? Implications for conservation. *Biological Conservation*, p. 1141–1153, 2009.

SATO, A. M. Respostas geo-hidroecológicas à substituição das pastagens por plantações de eucalipto no Médio Vale do rio Paraíba do Sul: a interface biota-solo-água. 2008. 160 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

SATO, A. M., AVELAR, A. S., COELHO NETTI, A. L. Spatial variability and temporal stability of throughfall in a eucalyptus plantation in the hilly lowlands of southeastern Brazil. *Hydrological Processes*, v. 25, p. 1910 – 1923, 2011.

SCHENK, H. J. Vertical vegetation structure below ground: scaling from root to globe. *Progress in Botany*, v. 66, p. 341-373, 2005.

SCHRUMPF, M., AXMACHER, J. C., ZECH, W., LYARUU, H. V. M. Net precipitation and soil water dynamics in clearings, old secondary and old-growth forests in the montane rain forest belt of Mount Kilimanjaro, Tanzania. *Hydrological Processes*, v. 25, p. 418-428, 2011.

SELBY, M. J. *Hillslope Materials and Processes*. New York: Oxford University Press. 2^a ed, 1993.

SIDLE, R. C., TSUBOYAMA, Y., NOGUCHI, S., HOSODA, I., FUJIEDA, M., SHIMIZU, T. Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrological Processes*, v. 14, p. 369-285, 2006.

SIDLE, R. C., PEARCE, A. J., O'LOUGHLIN, C. L. Hillslope stability and land use. In: *Water Resource Monograph*, 1985, 140 p.

SILVA, R. P. Comportamento hidrológico de encosta em substrato rochoso granítico sob influência de deslizamento raso – Nova Friburgo, Rio de Janeiro. 2014. 154 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

SILVEIRA, A. L., LOUZADA, J. A., BELTRAME, L. F. Infiltração e armazenamento no solo. In: TUCCI, C. E. M. (Org.). *Hidrologia: ciência e aplicação*. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS, 2^a ed., 2001, p. 335 – 372.

SILVEIRA, C. S. Infiltração e transporte de solutos na zona não saturada de um solo florestal – Parque Nacional da Tijuca. 2004. 217 p. Tese (Doutorado em Engenharia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.

SINUN, W., MENG, W. W., DOUGLAS, I., SPENCER, T. Throughfall, stemflow, overland flow and throughflow in the Ulu Segama rain forest, Sabah, Malaysia. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B*, v. 335, p. 389-395, 1992.

SIX, J., BOSSUYT, H., DEGRYZE, S., DENEFF, K. A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil & Tillage Research*, v. 79, p. 7-31, 2004.

SLOAN, P. G., MOORE, I. D. Modeling subsurface stormflow on steeply sloping forested watersheds. *Water Resources Research*, v. 20, p. 1815-1822, 1984.

SORIANO, E., LONDE, L. R., GREGORIO, L. T., COUTINHO, M. P., SANTOS, L. B. L. Crise hídrica em São Paulo sob o ponto de vista dos desastres. *Ambiente & Sociedade*, v. 19, n. 1, p. 21 – 42, 2016.

STEINACHER, R., MEDICUS, G., FELLIN, W., ZANGERL, C. The influence of deforestation on slope (in) stability. *Austrian Journal of Earth Sciences*, v. 102, n. 2, 2009.

STOKES, A., NORRIS, J. E., VAN BEEK, L. P. H., BOGAARD, T., CAMMERAAT, E., MICKOVSKI, S. B., JENNER, A., DI IORIO, A., FOURCAUD, T. How vegetation reinforces soil on slopes. In: NORRIS J. E. (Org.). *Slope Stability and Erosion Control: ecotechnological solutions*, 2008, p. 65-118.

STOKES, A., ATGER, C., BENGOUGH, A. G., FOURCAUD, T., SIDLE, R. C. Desirable plant root traits for protecting natural and engineered slopes against landslides. *Plant Soil*, v. 324, p. 1-30, 2009.

TOGASHI, H. F., MONTEZUMA, R. C., LEITE, A. F. Precipitação incidente e fluxo de atravessamento das chuvas em três estágios sucessionais de floresta atlântica no maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro. *Revista Árvore*, v. 36, n. 5, p. 907-917, 2012.

TOMINAGA, L. K. Avaliação de metodologias de análise de risco a escorregamentos: aplicação de um ensaio em Ubatuba, SP. 2007. 240 p. Tese (Doutorado em Ciências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

TOMINAGA, L. K., SANTORO, J., AMARAL, R. Desastres naturais: conhecer para prevenir. São Paulo: Instituto Geológico, 2009.

TRUONG, P., VAN, T. T., PINNERS, E. Sistema de Aplicação do Vetiver. Manual de Referência Técnica. Vietnã: Rede Internacional de Vetiver, 2ª ed, 2008.

TUCCI, C. E. M., BERTONI, J. C. Hidrologia: Ciência e Aplicação. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2ª ed., 2000, 943 p.

TUCCI, C. E. M., CLARKE, R. T. Impacto das mudanças da cobertura vegetal no escoamento: revisão. Fórum Geo-Bio-Hidrologia-estudo em vertentes e microbacias hidrográficas, 1, Curitiba. Anais..., Curitiba, 1998.

UCHIDA, T. Clarifying the role of pipe flow on shallow landslide initiation. *Hydrological Processes*, v. 18, p. 375-378, 2004.

UNISDR. Terminology on Disaster Risk Reduction, 2009. Disponível em: <http://www.unisdr.org/we/inform/publications/7817>. Acessado em 22/01/2015.

VALLEJO, L.R. A influência do “litter” na distribuição das águas pluviais. 1982. 123 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1982.

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

VANCE, E. D., NADKARNI, N. M. Root biomass distribution in a moist tropical montane forest. *Plant and Soil*, v. 142, p. 31-39, 1991.

VARNES, D. J. Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. UNESCO, Paris, 1984.

VASCONCELLOS, F. C. Variabilidade atmosférica associada a casos extremos de precipitação na região sudeste do Brasil. 2008. 108 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

VIEIRA, B. C., FERNANDES, N. F., Landslides in Rio de Janeiro: the role played by variations in soil hydraulic conductivity. *Hydrological Processes*, v. 18, p. 791-805, 2004.

VIEIRA, B. C., FERNANDES, N. F., FILHO, O. A. Shallow landslide prediction in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 10, p. 1829-1837, 2010.

VOLOTÃO, C. N. Deslizamentos de terra no município de Nova Friburgo: histórico e interpretação estatística dos dados. 2006. 199 p. Dissertação (Mestrado em Modelagem Computacional) - Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

WARD, A. D., TRIMBLE, S. W. Environmental hydrology. Florida: CRC Press LLC, 2ª ed., 1995, 475 p.

WENDLING, B., JUCKSCH, I., MENDONÇA, E. S., NEVES, J. C. Carbono orgânico e estabilidade de agregados de um latossolo vermelho sob diferentes manejos. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 40, n. 5, p. 487-494, 2005.

WHIPKEY, R. Z. Subsurface stormflow from forested slopes. *International Association of Scientific Hydrology Bulletin*, v. 10, n. 2, p. 74-85, 1965.

WISLER, C. O., BRATER, E. F. Hidrologia. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico S. A, 2ª ed., 1964, 484 p.

WOHLENBERG, E. V., REICHERT, J. M., REINERT, D. J., BLUME, E. Dinâmica da agregação de um solo franco-arenoso em cinco sistemas de culturas em rotação e em sucessão. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 28, p. 891-900, 2004.

ZEPPEL, M. J. B., MACINNIS-NG, C. M. O., YUNUSA, I. A. M., WHITLEY, R. J., EAMUS, D. Long term trends of stand transpiration in a remnant forest during wet and dry years. *Journal of Hydrology*, v. 349, p. 200-213, 2008.

ZHANG, C., CHEN, L., JIANG, J. Why fine roots are stronger than thicker roots: the role of cellulose and lignin in relation to slope stability. *Geomorphology*, v. 206, p. 196-202, 2014.

ZIEMER, R. R. The role of vegetation in the stability of forested slopes. *Proceedings of the International Union of Forestry Research Organizations, XVII World Congress, Kyoto, Japan*, v. 1, p. 297-308, 1981.

Ziemer, R. R. Roots and the stability of steep slopes. *Proceedings, Symposium on Erosion and Sediment Transport in Pacific Rim Steep-lands, IAHS Publ.*, v. 132, p. 343-357, 1981.

ZIMMERMANN, B., ZIMMERMANN, A., SCHECKENBACH, H. L., SCHMID, T., HALL, J. S., BREUGEL, M. V. Towards quantifying the increase of rainfall interception during secondary forest succession. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss*, v. 10, p. 7999-8029, 2013.

ANEXO I – Composição granulométrica

Tabela 11 Valores da composição granulométrica (%) na análise com uso de defloculante.

	Floresta						Gramínea					
	Argila (%)	Silte (%)	Areia fina (%)	Areia média (%)	Areia grossa (%)	Pedregulho (%)	Argila (%)	Silte (%)	Areia fina (%)	Areia média (%)	Areia grossa (%)	Pedregulho (%)
0 cm	34	13	7	21	23	2	24	21	11	23	20	1
20 cm	43	14	7	18	17	1	31	18	12	21	17	1
50 cm	51	12	6	15	15	1	43	21	12	17	6	1
100 cm	49	12	7	15	16	1	21	35	16	16	11	1
150 cm	45	15	7	16	16	1	13	30	17	19	19	2
220 cm	41	22	11	18	7	1	10	30	18	19	21	2

Tabela 12 Valores da composição granulométrica (%) na análise sem uso de defloculante.

	Floresta						Gramínea					
	Argila (%)	Silte (%)	Areia fina (%)	Areia média (%)	Areia grossa (%)	Pedregulho (%)	Argila (%)	Silte (%)	Areia fina (%)	Areia média (%)	Areia grossa (%)	Pedregulho (%)
0 cm	0	9	37	25	27	2	0	15	37	26	21	1
20 cm	0	18	44	19	18	1	0	18	41	21	19	1
50 cm	0	22	45	16	16	1	0	24	44	17	14	1
100 cm	0	35	32	16	16	1	0	44	17	17	20	2
150 cm	0	31	35	16	17	1	0	38	18	20	22	2
220 cm	0	43	21	16	19	1	0	35	16	21	26	2