



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Engenharia

Clayton Veríssimo Hashimoto

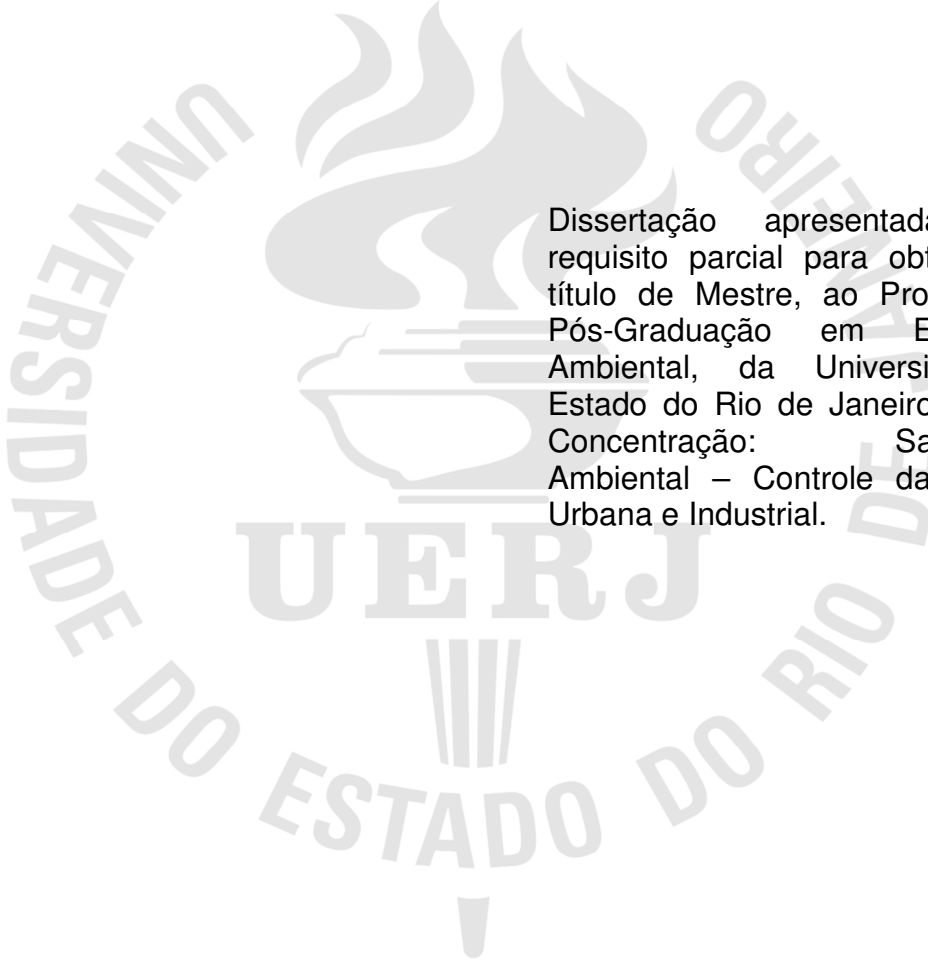
**LIXIVIAÇÃO DE POTÁSSIO EM LATOSSOLO AMARELO NA
AMAZÔNIA CENTRAL BRASILEIRA**

Rio de Janeiro

2018

Clayton Veríssimo Hashimoto

Lixiviação de potássio em Latossolo Amarelo na Amazônia Central Brasileira



Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de Concentração: Saneamento Ambiental – Controle da Poluição Urbana e Industrial.

Orientador: Prof. Dr. Wenceslau Geraldes Teixeira

Rio de Janeiro

2018

CATALOGAÇÃO NA FONTE

UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/B

H348 Hashimoto, Clayton Veríssimo.
Lixiviação de potássio em latossolo amarelo na Amazônia
Central brasileira / Clayton Veríssimo Hashimoto. – 2018.
153f.

Orientador: Wenceslau Geraldes Teixeira.
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de
Janeiro, Faculdade de Engenharia.

1. Engenharia ambiental - Teses. 2. Adubação verde - Teses.
3. Plantas - Efeito do potássio - Teses. 4. Latossolos - Teses. 5.
Amazônia - Teses. I. Teixeira, Wnceslau Geraldes. II.
Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de
Engenharia. III. Título.

CDU 631.83(811)

Bibliotecária: Júlia Vieira – CRB7/6022

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Clayton Veríssimo Hashimoto

Lixiviação de potássio em Latossolo Amarelo na Amazônia Central Brasileira

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de Concentração: Controle de Efluentes Líquidos e Emissões Atmosféricas

Aprovado em: 28 de junho de 2018.

Banca Examinadora:



Prof. Dr. Wenceslau Geraldes Teixeira (Orientador)

Embrapa



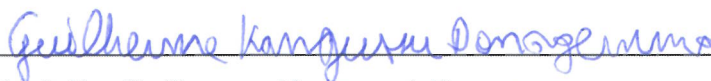
Profª. Drª. Elisabeth Ritter

Faculdade de Engenharia – UERJ



Prof. Dr. Sílvio Roberto de Lucena Tavares

Embrapa



Prof. Dr. Guilherme Kangussú Donagemma

Embrapa

Rio de Janeiro

2018

DEDICATÓRIA

À família, minha mãe e meu pai, pelo apoio e incentivo em todos os momentos.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por todas as oportunidades e dificuldades que me fizeram chegar até aqui.

Ao professor Wenceslau, pela paciência, dedicação e confiança.

Aos colegas da Embrapa, Sílvio Tavares, Natalie Alcântara Ramos e Júlia Nogueira, pelo apoio nas atividades de laboratório.

À Camila Coelho e Rodrigo Muniz, nas dicas e orientações durante a elaboração do trabalho, e ao Omar Encinas que, mesmo à distância, sempre esteve disposto a ajudar.

Aos colegas de turma da UERJ, pelo companheirismo ao longo de todo o curso.

À Petrobras, Antônio César Aragão Paiva e André Pinhel Soares, no incentivo à realização deste Mestrado.

Desistir não é uma opção.

RESUMO

HASHIMOTO, Clayton Veríssimo. *Lixiviação de potássio em latossolo amarelo na Amazônia Central brasileira*. 2018. 153f. Dissertação (Mestrado Profissional em Engenharia Ambiental) - Faculdade de Engenharia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

O conhecimento da dinâmica dos nutrientes adicionados em adubações é imprescindível para o correto manejo da fertilidade e nutrição das plantas, bem como para avaliar possíveis fontes de contaminação do solo e das águas subterrâneas. O presente trabalho teve como objetivo avaliar a lixiviação de potássio em um Latossolo Amarelo muito argiloso na Amazônia Central Brasileira, sob cobertura de dendezaais adubados e não adubados e na floresta primária. Para isso, foi realizada a caracterização físico-química do solo estudado para determinação dos parâmetros da curva de retenção de água e a realização de ensaios em colunas para obtenção das curvas de distribuição de efluentes (*breakthrough curves*) utilizando amostras de duas profundidades do solo amazônico. A partir destas curvas, foram determinados os parâmetros de transporte de solutos utilizando o programa computacional STANMOD. Simulações dos fluxos de água no solo também foram realizadas utilizando o modelo HYDRUS-1D, onde foram consideradas as características do solo, condições de contorno e dados de precipitação efetiva e evapotranspiração da cultura. Os resultados obtidos para os fluxos de água acumulados durante determinados períodos foram utilizados para estimar a quantidade de potássio lixiviada. A concentração de K na solução do solo foi coletada periodicamente nas profundidades de 20, 40 e 100 cm. Os resultados mostraram que o potássio apresentou baixa interação com o solo e alto potencial de lixiviação, atingindo as maiores concentrações no dendezal adubado, principalmente após grandes precipitações, com uma concentração acumulada de $45,11 \text{ kg K ha}^{-1}$ aos 100 cm de profundidade. No dendezal não adubado foi estimada uma lixiviação total de $34,48 \text{ kg K ha}^{-1}$ a 100 cm. Esta quantidade relativamente elevada de K deve ser oriunda de efeito acumulativo de fertilizações potássicas anteriores e decomposição da rica liteira em K dos dendezaais. Na floresta, a lixiviação de K foram as menores registradas, com $8,39 \text{ kg K ha}^{-1}$, possivelmente oriunda da decomposição da matéria orgânica do próprio ambiente. O restabelecimento da concentração de K na solução do solo a valores similares às condições anteriores à fertilização no dendezal adubado ocorreu cerca de 90 dias após a aplicação do fertilizante, tendo havido neste período uma precipitação de 627 mm. Conclui-se pela necessidade de extensão do estudo incluindo períodos de menor pluviosidade. Ressalta-se a importância da obtenção de dados de evapotranspiração do cultivo e da utilização de dados de precipitação efetiva em simulações de fluxo de água em programas computacionais. Para otimização do uso de fertilizantes, recomenda-se observar fertilizações anteriores, assim como as características do solo e o regime de chuvas da região. A lixiviação de K e contaminação de lençol freático, apesar de registrada no Brasil apenas quando da aplicação intensiva de vinhaça no solo em usinas de processamento de cana-de-açúcar, apresenta também um potencial risco em águas residuárias em usinas de extração de óleo de dendê.

Palavras-chave: *Breakthrough curves*; Adubação; Simulações; STANMOD; HYDRUS-1D.

ABSTRACT

HASHIMOTO, Clayton Veríssimo. *Potassium leaching in yellow latosol in the Brazilian Central Amazon*. 2018. 153f. Dissertação (Mestrado Profissional em Engenharia Ambiental) - Faculdade de Engenharia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

Knowledge of the dynamics of the vertical mobility of nutrients added to fertilizers is essential for the correct management of plant fertility and nutrition, as well as to evaluate possible sources of contamination of soil and groundwater. The present work had the objective of evaluating the potash leaching in a very clayey Yellow Latosol in the Brazilian Central Amazon, under cover of fertilized and non-fertilized oil palm and in the primary forest. For that, the physical-chemical characterization of the studied soil was carried out to determine the parameters of the water retention curve and the performance of columns tests to obtain the breakthrough curves using samples from two depths of the Amazonian soil. From these curves, the solutes transport parameters were determined using the STANMOD computational program. Soil water flow simulations were also performed using the HYDRUS-1D model, where the soil characteristics, boundary conditions and data of effective precipitation and crop evapotranspiration were considered. The results obtained for the water flow were used to estimate the amount of potassium present in the soil solution at depths of 20, 40 and 100 cm. The results showed that potassium showed low interaction with the soil and high leaching potential, reaching the highest concentrations in the fertilized oil palm, mainly after large precipitations, with a cumulative concentration of $148,94 \text{ kg K ha}^{-1}$ at 100 cm depth. In the oil palm non-fertilized, a total leaching of $98,15 \text{ kg K ha}^{-1}$ at 100 cm was estimated. This relatively high amount of K must be derived from the cumulative effect of previous potassium fertilizations and the decomposition of the rich K-litter of the oil palm. In the forest, the leaching of K were the lowest recorded with $33,79 \text{ kg K ha}^{-1}$, possibly due to the decomposition of organic matter in the environment. The reestablishment of K concentration in the soil solution at values similar to the conditions prior to fertilization in the oil palm fertilized occurred about 90 days after the application of the fertilizer, during which time there was a precipitation of 627 mm. This study concluded by the need to extend the study including periods of lower rainfall. The importance of obtaining crop evapotranspiration data and the use of effective precipitation data in water flow simulations in computer programs is emphasized. To optimize the use of fertilizers, it is recommended to observe previous fertilizations, as well as the soil characteristics and rainfall regime of the region. The leaching of K and groundwater contamination, although registered in Brazil only when the intensive application of vinasse in the soil in sugarcane processing plants, also presents a potential risk in wastewater in oil extraction plants of palm oil.

Keywords: Breakthrough Curves; Fertilization; Simulations; STANMOD; HYDRUS-1D.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Curva de retenção de água: conteúdo volumétrico de água no solo (θ) x potencial de pressão (h) (Adaptado de Miquelletto, 2007).....	24
Figura 2 – Dispersão hidrodinâmica de soluto: a) por diferença no gradiente de velocidade; b) por variação no tamanho dos poros; c) por diferença na direção do fluxo real de água; d) por influência de ramificações e junções entre os poros (Adaptado de Scott, 2000).....	28
Figura 3 – Trajetória da água no sistema solo, planta e atmosfera (HASHIMOTO, 2018).....	30
Figura 4 – Coluna de solo utilizada em experimentos de laboratório (HASHIMOTO, 2018).....	35
Figura 5 – Representação do volume de poros de uma coluna de solo (HASHIMOTO, 2018).....	36
Figura 6 – Representação das curvas de distribuição de efluentes: a) fluxo de pistão; b) sem sorção de soluto pelo solo; e c) com sorção de soluto pelo solo (Adaptado de Scott, 2000).....	37
Figura 7 – Fenômeno de histerese (Adaptado de Reichardt e Timm, 2014).....	45
Figura 8 - Função de resposta ao estresse hídrico da planta, α (h) por Feddes et al. (1978).....	51
Figura 9 - Função de resposta ao estresse hídrico da planta, α (h) por van Genuchten (1987).....	51
Figura 10 – Algumas das condições de contorno previstas no HYDRUS-1D (Fonte: Hashimoto, 2018).....	53
Figura 11 – Esquemático da estimativa da evapotranspiração de referência (ET _o) (Adaptado de Allen et al., 1998).....	54
Figura 12 – Esquemático da estimativa da evapotranspiração da cultura (ET _c) (Adaptado de Allen et al., 1998).....	55
Figura 13 – Localização geográfica do município de Rio Preto da Eva, Amazonas.....	59
Figura 14 – Localização geográfica do Campo Experimental do Rio Urubu - CERU, em Rio Preto da Eva, Amazonas.	60

Figura 15 – Área semelhante à utilizada no estudo, indicando a localização do dendezal não adubado (1), do dendezal adubado (2) e da floresta primária (3) (Fonte: http://gsnoticias.homebr.com.br/oleo-palma-algoz-que-quer-mudar-papel-na-amazoni.aspx).....	61
Figura 16 – Instalação dos tubos e cápsulas extratoras nos dendezais e na floresta primária.....	65
Figura 17 – Etapas da metodologia do estudo.	68
Figura 18 – Etapas de elaboração da curva de distribuição de efluentes (Fonte: Hashimoto, 2018).....	70
Figura 19 – Etapa de saturação de coluna.....	73
Figura 20 – Aparato dos ensaios das curvas de distribuição de efluentes (Fonte: Hashimoto, 2018).....	74
Figura 21 – Curvas de retenção de água no Latossolo Amarelo muito argiloso nas camadas de 0-20 cm (A) e 20-40 cm (B) no dendezal e no solo da floresta primária nos perfis de 20 cm (C) e 40 cm (D).....	85
Figura 22 – Curvas de distribuição de efluentes observadas (linhas grossas) e preditas (linhas finas) para deslocamento de potássio a 2000 ppm no Solo 0-20 cm (A) e a 500 ppm no Solo 20-40 cm (B).....	87
Figura 23 – Precipitação total (A), precipitação efetiva do dendezal (B) e precipitação efetiva da floresta primária (C) no período do estudo.....	93
Figura 24 – Evapotranspiração da cultura do dendezeiro (A) e da floresta primária (B).....	97
Figura 25 – Umidade volumétrica do solo em um Latossolo Amarelo muito argiloso nos horizontes de 20 cm (A) e 40 cm (B) em dendezal e de 20 cm (C) e 40 cm (D) em floresta primária.....	99
Figura 26 – Concentrações de potássio na solução do solo do dendezal não adubado (A), dendezal adubado (B) e floresta primária (C).....	104
Figura 27 – Lixiviação de potássio no cenário de dendezal não adubado em comparação com a concentração de potássio na solução do solo.....	106
Figura 28 – Lixiviação de potássio no cenário de dendezal adubado em comparação com a concentração de potássio na solução do solo.....	107

Figura 29 – Lixiviação de potássio no cenário de floresta primária em comparação com a concentração de potássio na solução do solo.....	108
---	-----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Histórico das adubações ocorridas no CERU.....	51
Tabela 2 – Metodologia utilizada para determinação dos parâmetros obtidos a partir de amostras deformadas de solo.....	62
Tabela 3 – Granulometria do solo da área de estudo (adaptado de Encinas, 2016).....	82
Tabela 4 – Características físicas do solo da área de estudo (adaptado de Encinas, 2016).....	82
Tabela 5 – Valores de retenção de água do solo da área de estudo (Adaptado de Encinas, 2016).....	82
Tabela 6 - Características químicas dos solos do dendezal e da floresta primária (adaptado de Encinas, 2016).....	84
Tabela 7 –Parâmetros das curvas de retenção de água dos solos do dendezal e da floresta primária ajustados no HYPROP-FIT.....	86
Tabela 8 - Valores dos parâmetros de transporte de solutos para Latossolo Amarelo Distrófico muito argiloso nos Solos 0-20 cm e 20-40 cm.....	89
Tabela 9 – Índice estatístico para comparação entre os valores observados e preditos das curvas de distribuição de efluentes para o Latossolo Amarelo muito argiloso.....	92
Tabela 10 – Precipitação total e precipitações efetivas do dendezal e da floresta primária.....	94
Tabela 11 – Valores totais obtidos para a ETo e as ETc do dendezal e da floresta primária.....	97
Tabela 12 – Umidades volumétricas mínimas e máximas nas profundidades de 20 cm e 40 cm nos solos do dendezal e da floresta primária.....	100
Tabela 13 – Lixiviação total de potássio nas profundidades de 20, 40 e 100 cm nos solos do dendezal não adubado, dendezal adubado e floresta primária.....	109
Tabela 14 – Lixiviação de potássio por hectare nos solos do dendezal não adubado, dendezal adubado e floresta primária.....	113

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA = Agência Nacional de Águas.

BTC = *breakthrough curves*.

cap = capacidade de armazenamento de água do dossel do vegetal (adimensional).

CC = capacidade de campo.

C/C0 = concentração relativa da solução de soluto.

CE = condutividade elétrica.

Cetesb = Companhia Ambiental do Estado de São Paulo.

CTC – capacidade de troca catiônica.

ETc = evapotranspiração da cultura (mm/dia).

ETo = evapotranspiração de referência (mm/dia).

FAO = *Food and Agriculture Organization of the United Nations*.

GLEAMS - *Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems*.

IAF = índice de área foliar.

Kc = coeficiente da cultura (adimensional).

KCl = cloreto de potássio.

LEACHM - *Leaching Estimation and Chemistry Model*.

PE = precipitação efetiva (mm)

PT = precipitação total (mm)

Pi = interceptação da precipitação pluviométrica pelo vegetal (mm).

PMP = ponto de murcha permanente.

RMSE = *root mean square error*.

STANMOD - *Studio of Analytical Models*.

SWAP - *Soil Water Atmosphere Plant*.

TFSA = técnica da Terra Fina Seca ao AR.

UNSATCHEM - *Unsaturated Water and Solute Transport Model*.

LISTA DE SÍMBOLOS

$t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}$ = toneladas por hectares por ano.

$\text{kg ha}^{-1} \text{ ano}$ = quilos por hectare por ano.

Ψ_g = componente gravitacional.

Ψ_p = componente de pressão.

Ψ_m = componente matricial.

Ψ_t = componente térmico.

Ψ_o = componente osmótico.

θ = umidade volumétrica de água no solo ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).

θ_r = umidade volumétrica residual ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).

θ_s = umidade volumétrica saturada ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).

h = potencial de pressão de água no solo (cmH_2O)

q = densidade de fluxo de água no solo ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).

K_o = condutividade hidráulica na saturação (cm min^{-1}).

K_s = condutividade hidráulica saturada (cm min^{-1}).

$\text{grad } \Psi$ = gradiente de potencial total (cm cm^{-1}).

Mpa = megapascal (equivale a 9,86923 atm).

x = coordenada espacial (cm).

S = termo de sumidouro ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ min}^{-1}$).

α = ângulo entre a direção do fluxo e o eixo vertical.

K = condutividade hidráulica do solo não-saturado (cm min^{-1}).

S_e = umidade efetiva de água no solo (-).

α = é o inverso do valor de entrada de ar (ou pressão de borbulhamento).

n = é o índice de distribuição de tamanho do poro.

l = é o parâmetro de conectividade de poros.

K_s = condutividade hidráulica saturada (cm min^{-1})

θ_m = conteúdo de água móvel ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).

θ_{im} = conteúdo de água imóvel ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).

D_s = densidade do solo (g cm^{-3}).

m_s = massa de solo seco após secagem em estufa a 105 °C (g).

V = volume (cm^3)

Pt = porosidade total ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$).

g planta^{-1} = grama por planta.

Pt – Porosidade total ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$).

kPa = quilopascal (equivale a 0,009869 atm).

$\mu\text{S cm}^{-1}$ = microsiemens por centímetro.

ppm = partes por milhão.

P = número de Peclet (adimensional).

R = fator de retardamento (adimensional).

D = coeficiente de dispersão-difusão ($\text{cm}^2 \text{ min}$).

λ = dispersividade (cm).

PO = valor do potencial de pressão abaixo do qual as raízes começam a extrair água do solo.

POpt = valor do potencial de pressão abaixo do qual as raízes extraem água na taxa máxima possível.

P2H = valor do potencial de pressão limitante, abaixo do qual as raízes não podem mais extrair água na taxa máxima (assumindo uma taxa de transpiração potencial de r2H).

P2L = idem P2H, mas para uma taxa de transpiração potencial de r2L.

P3 = potencial de pressão abaixo do qual a absorção de água radicular cessa (geralmente tomada no ponto de murcha permanente).

R2H = taxa de transpiração potencial (cm dia^{-1}) (definida em $0,5 \text{ cm dia}^{-1}$).

R2L = taxa de transpiração potencial (cm/dia) (definida em $0,1 \text{ cm/dia}$).

$\text{cm H}_2\text{O}$ = centímetro de água (equivale a 0,000967838 atm).

PE = precipitação efetiva (mm).

PP = precipitação total (mm).

Pi = interceptação da precipitação pluviométrica pelo vegetal (mm).

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO.....	18
1. OBJETIVOS.....	21
1.1. Objetivo geral.....	21
1.2. Objetivos específicos.....	21
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	22
2.1. Os Latossolos.....	22
2.2. Dinâmica da água no solo.....	22
2.3. Dinâmica de solutos no solo.....	26
2.4. Dinâmica da absorção de água e solutos pela raiz.....	29
2.5. Programas computacionais para simulação de fluxos de água.....	31
2.6. HYPROP-FIT.....	33
2.7. STANMOD.....	33
2.8. Curvas de distribuição de efluentes.....	34
2.9. Parâmetros de transporte de solutos.....	38
2.10. HYDRUS-1D.....	39
2.11. Dinâmica da água no solo através do HYDRUS-1D.....	39
2.11.1. Equações para o fluxo de água.....	40
2.11.2. Fluxo uniforme de água.....	40
2.12. Modelos analíticos de fluxo de água.....	42
2.12.1. Brooks and Corey, 1964.....	42
2.12.2. van Genuchten, 1980.....	44
2.12.3. Vogel and Císlerová, 1988.....	46
2.12.4. Durner, 1994.....	48
2.12.5. Kosugi, 1996.....	49
2.13. Dinâmica da absorção de água pela raiz.....	50
2.14. Condições de contorno no HYDRUS-1D.....	52
2.15. Potássio: características e comportamento no solo.....	56
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	59
3.1. Caracterização da área de estudo.....	59
3.2. Amostragem e caracterização do solo estudado.....	62

3.3. Amostragem e análise da solução do solo.....	64
3.4. Dados climatológicos.....	66
3.5. Dados de evapotranspiração do dendezeal e da floresta primária.....	66
3.6. Etapas da metodologia.....	68
3.7. Entrada de dados para o programa HYPROP-FIT.....	69
3.8. Elaboração das curvas de distribuição de efluentes.....	70
3.8.1. 1ª Etapa: Preparo do solo e montagem das colunas.....	71
3.8.2. 2ª Etapa: Saturação da coluna.....	72
3.8.3. 3ª Etapa: Lavagem da coluna.....	73
3.8.4. 4ª Etapa: Passagem da solução de soluto.....	74
3.9. Análise química do efluente.....	76
3.10. Informações computacionais para as simulações.....	76
3.10.1. Entrada de dados para o programa STANMOD.....	76
3.10.2. Análise de desempenho do programa STANMOD.....	78
3.10.3. Entrada de dados para o programa HYDRUS-1D.....	79
3.11. Cálculo da Estimativa de Lixiviação de Potássio no Solo.....	81
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	82
4.1. Caracterização do solo.....	82
4.2. Curvas de retenção de água no solo.....	85
4.3. Curvas de distribuição de efluentes.....	86
4.4. Desempenho do programa STANMOD.....	92
4.5. Precipitações total e efetiva.....	92
4.6. Evapotranspirações do dendezeal e da floresta primária.....	96
4.7. Umidade volumétrica do solo no dendezeal e floresta primária.....	98
4.8. Caracterização da solução do solo.....	103
4.9. Lixiviação de potássio no solo.....	105
5. CONCLUSÕES.....	115
5.1. Conclusões.....	115
5.2. Recomendações.....	117
REFERÊNCIAS.....	119
APÊNDICES.....	146

INTRODUÇÃO

A necessidade de aumento da produção de alimentos tem proporcionado o avanço da fronteira agrícola no país. Dentre as várias culturas, podemos destacar os dendezais que, no Brasil, é cultivado comercialmente nas regiões Norte e Nordeste, com grande potencial de expansão, sendo que o estado do Pará apresenta a maior produção (82%) seguida pelo estado da Bahia (17%) (VIEGAS et al., 2001).

Na região Norte, o cultivo do dendê se desenvolve em áreas onde predominam os Latossolos Amarelos, cuja maior expressividade e continuidade de área encontram-se nos platôs litorâneos e amazônicos (KER, 1997), ocupando grandes extensões de terras no Baixo e Médio Amazonas e Zonas Úmidas Costeiras (tabuleiros) (IBGE, 2007).

Os Latossolos Amarelos são solos profundos, de coloração amarelada, perfis muito homogêneos, com boa drenagem e baixa fertilidade natural em sua maioria (SANTOS et al., 2016). Estes solos, além de serem oriundos de material com baixa reserva de nutrientes, foram e são intensamente lixiviados, e são compostos por argilas caracterizadas pela sua baixa capacidade de adsorção mineral. Estas argilas são uma mistura de caulinita e óxidos de ferro, apresentando uma baixa capacidade de retenção de nutrientes essenciais, a denominada capacidade de troca de cátions (CTC), tais como cálcio, magnésio e potássio (VAN WAMBEKE, 1978). A CTC dos Latossolos Amarelos é oriunda basicamente de cargas em compostos orgânicos.

Segundo Rodrigues et al. (2002), os Latossolos e Argissolos da Amazônia são geralmente distróficos ou álicos, com soma de bases diminuindo acentuadamente em profundidade. Devido à baixa fertilidade, verifica-se uma relação estreita entre o crescimento e a produção dos cultivos e o conteúdo de fósforo nos solos, bem como, uma sensibilidade à deficiência em potássio e magnésio e a níveis elevados de alumínio, que é tóxico a maioria dos cultivos.

Os solos brasileiros possuem baixas quantidades de potássio total, variando de 0,05% a 2,5% em função das variações dos fatores e processos pedogenéticos que contribuem para a formação de cada solo. Ocorrem, assim, teores maiores em solos menos intemperizados e cuja rocha ou sedimento de origem contenha este elemento, já que todo o potássio presente no solo é oriundo do material de origem (NACHTIGALL, 2004).

Em ambientes naturais vegetados, como em florestas de terra firme da Amazônia Central, parte do potássio lixivia da liteira em decomposição. Esta liteira, cuja produção pode chegar a $8,27 \text{ t ha}^{-1}$ ano, é constituída em 70% de folhas e pode proporcionar uma entrada de 15 kg ha^{-1} ano de potássio para o solo de uma floresta de platô sobre Latossolo Amarelo na região de Manaus (LUIZÃO, 1989). A derrubada da mata para cultivo agrícola interfere no processo de ciclagem de nutrientes, entre os quais o do potássio.

Em vista da baixa reserva de nutrientes em muitos solos, elevadas produtividades devem ser mantidas por meio de adubações. A administração de fertilizantes é necessária, em particular a solos da classe dos Latossolos, que são pobres em minerais e possuem baixa fertilidade natural (VAN WAMBEKE, 1978),

A utilização inadequada destes produtos, juntamente com o uso de agrotóxicos e pesticidas, causa grande preocupação no que se refere aos impactos causados ao meio ambiente, devido à lixiviação dos íons ao longo do perfil (ASSIS et al., 2014).

A lixiviação pode ser potencializada pelas características típicas dos Latossolos, como a baixa capacidade de troca catiônica (CTC) (KER, 1997) e à elevada acidez (HARTER, 2007), principalmente em períodos de altas precipitações.

Sendo assim, sabendo-se da necessidade de se conhecer mais sobre a dinâmica e os efeitos da lixiviação do potássio nos diversos tipos de solo, estudos mais aprofundados sobre este nutriente vêm sendo realizados nos últimos anos apoiados pelo uso de programas computacionais (PINHO, 2009; SANTOS, 2014; ANDRADE et al., 2014).

Estes estudos são precedidos de ensaios em colunas em condições controladas para determinação das curvas de distribuição de efluentes, possibilitando a obtenção dos parâmetros de transporte de solutos.

A utilização de programas de simulação pode proporcionar um entendimento melhor dos processos que ocorrem no solo, relativos ao deslocamento de água e de solutos, constituindo ferramentas aplicáveis a estudos de minimização de impactos ao meio ambiente. Dentre esses programas de simulação, podemos destacar o HYDRUS-1D (ŠIMŮNEK et al., 2005), que se baseia na equação de Richards para o fluxo saturado e não-saturado da água no solo e na equação de advecção-dispersão para o transporte de solutos.

Desta forma, o presente trabalho tem como objetivo avaliar a dinâmica da água e a lixiviação de potássio em um Latossolo Amarelo muito argiloso na Amazônia Central Brasileira sob cobertura de dendezaís adubados e não adubados e na floresta primária.

1. OBJETIVOS

1.1. Objetivo geral

- Avaliar a lixiviação de potássio em um Latossolo Amarelo muito argiloso na Amazônia Central Brasileira.

1.2. Objetivos específicos

- Avaliar as características do solo e sua influência sobre a capacidade de retenção de água e lixiviação de potássio pelo Latossolo Amarelo muito argiloso.
- Determinar a evapotranspiração potencial na Amazônia Central.
- Determinar a precipitação efetiva e a evapotranspiração de dendezaes adultos e da floresta primária.
- Determinar os parâmetros de transporte de potássio por meio de curvas de distribuição efluentes obtidas em laboratório e ajustadas em programa computacional específico.
- Avaliar a dinâmica da água e a lixiviação de potássio em solos localizados em dendezaes não adubados e adubados e em floresta primária.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Os Latossolos

A classe dos Latossolos compreende solos constituídos por material mineral, com horizonte B latossólico imediatamente abaixo de qualquer um dos tipos de horizonte diagnóstico superficial, exceto hístico (EMBRAPA, 2013).

Caracterizam-se por serem profundos, de coloração relativamente homogênea com matizes avermelhadas e/ou amareladas, distribuição mais ou menos uniforme de argila ao longo do perfil, elevada estabilidade de agregados e baixo conteúdo de silte em relação à argila (KER, 1997). Também apresentam elevada acidez, baixa saturação por bases e caráter distrófico ou aluminico (EMBRAPA, 2013).

Estas características, assim como a qualidade da argila, da textura do solo, da CTC e da proporção de cálcio (Ca^{+2}) e magnésio (Mg^{+2}), afetam a dinâmica de potássio nos Latossolos tropicais (ROSOLEM et al., 2010). Como o íon K apresenta uma grande mobilidade nos solos, quantidades significativas deste elemento podem ser perdidas por lixiviação (ALFARO et al., 2004), principalmente em Latossolos com predominância de caulinita (BASSO e KIANG, 2017).

Além do mais, a lixiviação pode ainda ser potencializada pela quantidade e taxa de chuvas, que influenciam as condições hídricas do solo e o volume da solução drenada (SALCEDO et al., 1988), e pelo tipo de manejo do sistema solo-planta (OLIVEIRA et al., 2002).

Em Latossolos com as características acima descritas e que recebem aporte adicional de potássio proveniente da decomposição de matéria orgânica e de adubações anteriores (ENCINAS, 2016), o efeito das chuvas tende a aumentar a lixiviação do nutriente para camadas mais profundas do solo (WERLE et al., 2008; ROSOLEM et al.; 2010).

2.2. Dinâmica da água no solo

O movimento da água no solo se dá principalmente na fase líquida, sofrendo influências do sistema poroso constituído da combinação de diferentes frações de

argila, areia e silte, matéria orgânica e poros vazios (REICHARDT e TIMM, 2014), da composição mineralógica das frações minerais e orgânicas e do arranjo destas partículas no espaço poroso. A depender da proporção, composição e arranjo existente entre estas frações, o solo tenderá a reter mais ou menos água em sua matriz, determinando seu grau de saturação. Nos solos saturados, todos os vazios existentes entre os poros estão preenchidos com água, enquanto que nos solos não saturados ou insaturados os espaços entre os poros estão parcialmente preenchidos por água e por gases.

A movimentação da água através da matriz do solo envolve dois tipos de energia: a cinética, que é desprezível em vista da velocidade da água e, na maioria das vezes, ocorre muito lentamente entre os poros; e a potencial, um tipo de energia latente que tem importância na determinação do estado e do movimento de água no solo (ELZEFTAWY e CATWRIGHT, 1983).

A energia potencial é determinada pela ação concomitante de cinco componentes: gravitacional (Ψ_g), de pressão (Ψ_p), matricial (Ψ_m), térmico (Ψ_t) e osmótico (Ψ_o), cujo somatório determina a chamada energia potencial total da água (REICHARDT e TIMM, 2014). No entanto, em avaliações no solo, os três primeiros componentes são os mais importantes.

O potencial gravitacional é influenciado pelo campo gravitacional terrestre; o potencial de pressão é considerado apenas quando a pressão que atua sobre a água é diferente e maior que a pressão atmosférica; e o potencial matricial ou mátrico é constituído por forças de adsorção, responsáveis pela retenção da água na superfície das partículas, e por forças capilares, responsáveis pela retenção da água entre os canais existentes entre as partículas (REICHARDT e TIMM, 2014). Estas duas forças reduzem a energia potencial da água, sendo as forças de adsorção com atuação mais significativa em solos saturados, enquanto que as forças capilares são mais representativas em solos secos.

A determinação do potencial total da água tem como um dos objetivos prever o deslocamento e a direção do movimento da água no solo. A água se move do ponto de maior energia potencial para o ponto de menor energia potencial até que uma condição de equilíbrio seja alcançada (ELZEFTAWY e CATWRIGHT, 1983).

A chamada curva de retenção de água é a equação que descreve a relação entre a umidade volumétrica de água contida no solo (θ) e o potencial de pressão (h)

de sucção a que está submetido. De forma simplificada, a curva de retenção reflete a carga de pressão (energia) necessária para se movimentar um determinado volume de água contido no solo (MELO FILHO et al., 2015).

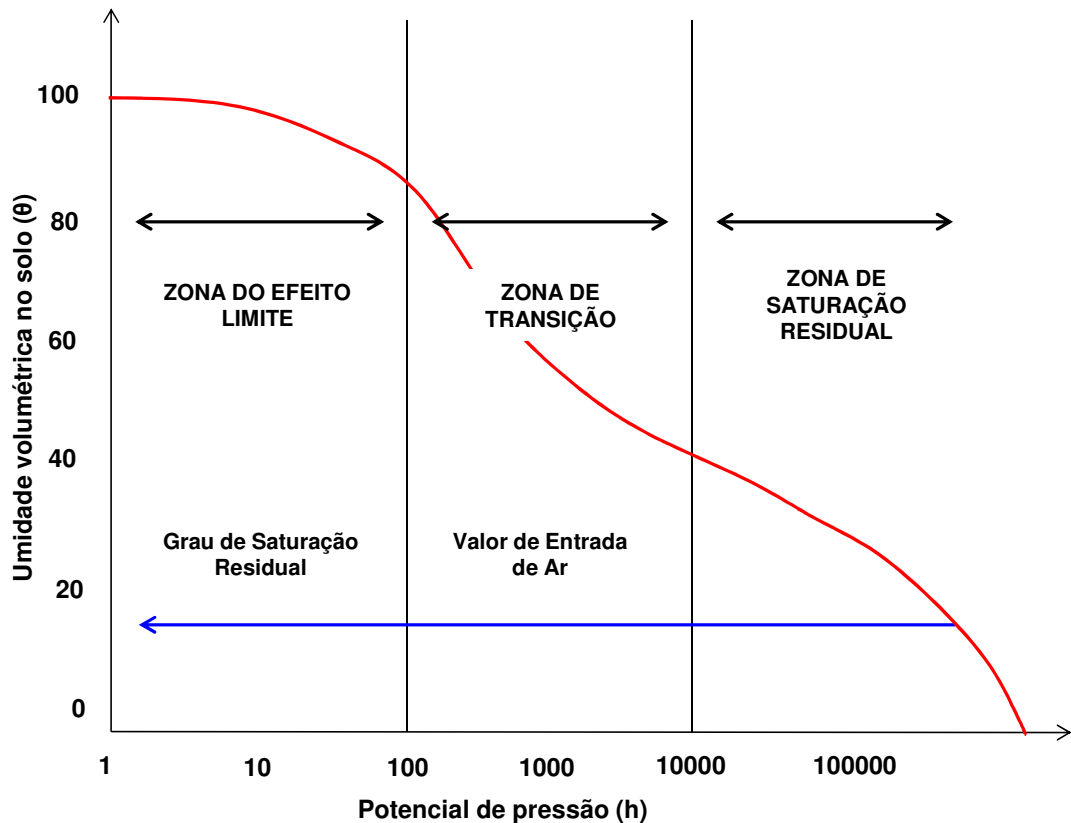


Figura 1 - Curva de retenção de água: conteúdo volumétrico de água no solo (θ) x potencial de pressão (h) (Adaptado de Miqueletto, 2007).

Segundo Melo Filho et al. (2015), existem vários métodos para determinação dos pontos de potencial e conteúdo volumétrico de água no solo, sendo o da câmara de pressão de Richards o mais tradicional. No entanto, independentemente da metodologia utilizada, Grigolon (2013) observa que a aplicação de uma força de pressão ou sucção em um solo saturado irá extrair a água livre nele existente, abrindo espaço para entrada de ar entre os poros. O aumento gradativo desta força de sucção promoverá a redução do volume de água em poros com tamanho cada vez menor, além de reduzir a espessura da película de água que os envolve.

Fenômenos adsorptivos e capilares, em particular aqueles que envolvem a formação de meniscos de água entre os poros, e as próprias características do solo, tais como estrutura, índice de vazios, textura e mineralogia, contribuem para uma maior retenção da água (MIQUELETTTO, 2007; VANAPALLI e LOBBEZOO, 2002).

A partir da relação da retenção do conteúdo volumétrico de água é possível identificar todos os graus de saturação do solo. O solo encontra-se saturado (θ_s), quando todos os poros estão preenchidos por água. Com a aplicação gradual da força de sucção ou pressão, o ar tende a penetrar nos espaços anteriormente preenchidos pela água, iniciando por aqueles de tamanho maior.

A etapa seguinte do fenômeno da retenção de água no solo é a zona de transição, que se inicia no valor de entrada de ar, com a redução da umidade concomitante ao aumento da sucção. A zona de transição se estende até o ponto de saturação residual (θ_r), que é aquele em que a remoção da água contida entre os poros do solo se torna muito difícil. Ainda que ocorra um aumento na sucção, não haverá redução significativa no conteúdo de água (VANAPALLI e LOBBEZOO, 2002).

Por fim, a última etapa da curva é chamada de zona de saturação residual, que se inicia no ponto de saturação residual e se estende até a máxima sucção, a qual corresponde ao teor de umidade zero. Nesta etapa haverá pouca variação no teor de água mesmo que se apliquem grandes aumentos na sucção.

Através da equação de Darcy (1856), pode-se estimar o fluxo no solo saturado, onde a densidade de fluxo de água é proporcional ao gradiente de potencial hidráulico no solo (REICHARDT e TIMM, 2014). Esta equação prediz que determinado volume de água, que passa por uma determinada área em uma unidade de tempo, equivale à soma dos componentes gravitacional, de pressão e matricial do potencial hidráulico.

$$q = -K_0 \cdot \text{grad } \Psi \quad (1)$$

em que:

q = densidade de fluxo de água no solo ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-2} \text{ dia}^{-1}$);

K_0 = condutividade hidráulica na saturação (cm dia^{-1});

$\text{grad } \Psi$ = gradiente de potencial total (cm cm^{-1}).

A condutividade hidráulica K_0 é uma propriedade que expressa a facilidade com que a água se movimenta no solo (GONÇALVES e LIBARDI, 2013). Seu monitoramento pode ser realizado com o objetivo de otimizar a produtividade das

culturas, assim como prevenir a contaminação ambiental de íons dissolvidos e em suspensão na água que percola no solo.

Segundo Miqueletto (2007), a equação de Darcy foi desenvolvida para determinar o movimento unidimensional e permanente da água em meios homogêneos e saturados. Mais tarde, Buckingham (1907) tratou de definir uma equação que buscasse quantificar o fluxo de água em meios não saturados. Segundo o autor, de maneira geral, esta equação, denominada a partir de então como equação de Darcy-Buckingham, pode ser descrita como:

$$q = -K \cdot \nabla H = -K \cdot \text{grad } H \quad (2)$$

em que:

∇H ou $\text{grad } H$ = gradiente de potencial hidráulico (cm cm^{-1});

Observa-se que o fluxo da água no solo é preferencial, pois ocorre apenas nos locais em que os poros já se encontram ocupados por água. Dessa forma, nos solos não saturados, a área disponível para a movimentação da água é menor que nos solos saturados. Além do mais, a velocidade com que a água se desloca no solo também variará de um ponto para outro do solo em virtude das diferentes formas, larguras e direções dos poros (MIQUELETTO, 2007; REICHARDT e TIMM, 2014).

Os Latossolos Amarelos na Amazônia, mesmo quando muito argilosos, podem apresentar grande permeabilidade em decorrência de sua estrutura (MARQUES et al., 2010), caracterizada pela alta floculação de argilas, fazendo com que os fluxos em solos saturados e próximos da saturação sejam próximos aos de solos arenosos (TEIXEIRA, 2001).

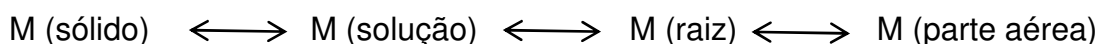
2.3. Dinâmica de solutos no solo

Os solutos são parte integrante da solução do solo, fração líquida formada por uma solução aquosa de elementos químicos e substâncias orgânicas, sendo tais elementos químicos os de maior importância (REICHARDT e TIMM, 2014).

O movimento de solutos no solo é governado por um grande número de processos físicos, químicos e biológicos exigindo um amplo espectro das ciências físicas e matemáticas para estudá-lo (LEIJ e VAN GENUCHTEN, 2002). Entre estes processos, podemos destacar os movimentos de advecção, difusão por diferença de gradiente e por decomposição microbológica.

Outros fatores como a textura do solo, a CTC (WERLE et al., 2008), fatores climáticos, condições edáficas e os métodos de irrigação podem influenciar na movimentação de solutos, fazendo com que se acumulem no perfil do solo ou sejam carregados para as águas subterrâneas (JADOSKI et al., 2010).

Para descrever estes processos, Reichardt e Timm (2014) apresentaram a seguinte relação:



em que M representa um nutriente qualquer, como Ca, P, N ou K; M (sólido) representa o nutriente na fase sólida (cristalina, precipitado, amorfo, matéria orgânica etc.) ou absorvido à fase sólida e M (solução) o nutriente que se encontra na fase líquida imediatamente disponível às plantas, como Ca^{2+} , H_2PO_4^- , NH_4^+ , NO_3^- ou K^+ ; M (raiz) e M (parte aérea) representam o nutriente absorvido pela raiz e translocado pela planta aos caules e folhas, respectivamente.

Segundo Reichardt e Timm (2014), o transporte físico de íons de solutos no solo ocorre, sobretudo, devido a dois processos: a difusão e a transferência de massa. Na difusão, os íons tendem a se movimentar no sentido contrário ao do gradiente de concentração, ou seja, movem-se do ponto de maior concentração para o ponto de menor concentração. Este movimento, conforme constatado por Scott (2000), é proporcional ao seu gradiente de concentração, área transversal disponível para difusão ou tempo de duração para que o processo de transporte ocorra.

A difusão de um soluto resulta em um espalhamento a partir do local ou da profundidade onde o soluto é introduzido (SCOTT, 2000). Segundo Leij e van Genuchten (2002), a difusão iônica ou molecular é um importante mecanismo para transporte de solutos em direções onde o fluxo de água é pequeno ou inexistente.

Neste processo, os íons são submetidos a condições que podem afetar sua movimentação, entre elas a tortuosidade, parâmetro que descreve o caminho

percorrido pelas águas subterrâneas ou espécies através do meio poroso, em relação a uma rota direta (FETTER, 1998; LACERDA et al., 2005).

Já a transferência de massa é aquela em que os íons se deslocam arrastados pelo fluxo de água (REICHARDT e TIMM, 2014), constituindo o chamado transporte advectivo.

A advecção pode ocorrer por mecanismos de fluxos não uniformes, como a dispersão hidrodinâmica, o fluxo preferencial e a condução por “*fingering*”. Este último se dá em caminhos verticalmente alongados decorrentes da própria estrutura do solo ou de canais de formação biológica e que resultam em fluxos mais rápidos de água e soluto em poros maiores do que em poros menores (SCOTT, 2000).

A dispersão hidrodinâmica se dá quando o soluto é transportado pela água através dos poros do solo. No entanto, a velocidade deste transporte não é uniforme devido a três fatores descritos por Scott (2000): diferença no gradiente de velocidade do centro do poro em relação às paredes do próprio poro (Figura 2a); variação no tamanho dos poros, que faz com que a velocidade da água seja maior nos poros maiores que nos menores (Figura 2b); e a direção do fluxo real da água ser diferente em relação à direção média do fluxo dentro dos poros individuais (Figura 2c).

Warrick (2001) ainda levanta um quarto fator, que é aquele relacionado às ramificações e junções existentes entre os poros, resultando na convergência ou divergência de solutos para um mesmo poro (Figura 2d).

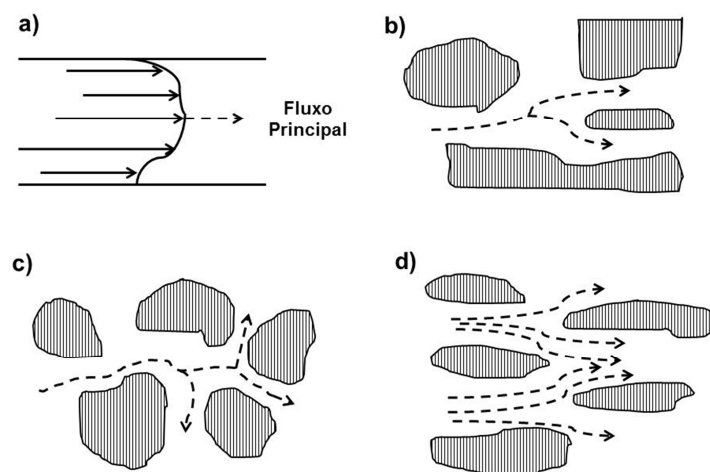


Figura 2 – Dispersão hidrodinâmica de soluto: a) por diferença no gradiente de velocidade; b) por variação no tamanho dos poros; c) por diferença na direção do fluxo real de água; d) por influência de ramificações e junções entre os poros (Adaptado de Scott, 2000).

Além dos processos acima, podemos também destacar a sorção, que segundo Scott (2000), é o mecanismo de retenção da maioria dos compostos orgânicos e inorgânicos, desempenhando, juntamente com os fenômenos de dessorção, um papel importante na regulação da disponibilidade de nutrientes para as plantas, lixiviação, volatilização e decomposição de solutos orgânicos.

Nesse contexto, a adsorção de solutos (adsorbato) pelo solo (adsorvente) é um importante fenômeno que afeta o destino e o movimento de solutos (WARRICK, 2001). Este fenômeno propicia que substâncias dissolvidas na fase líquida possam interagir com vários constituintes do solo, tais como minerais primários, óxidos e colóides orgânicos e inorgânicos (LEIJ e VAN GENUCHTEN, 2002).

2.4. Dinâmica de absorção de água e solutos pela raiz

Conforme Coelho Filho et al. (2011), a importância ecofisiológica da água para os vegetais decorre não somente por ser o seu constituinte em maior proporção, representando até cerca de 95% da massa fresca de órgãos como os frutos e as folhas novas, mas também por apresentar propriedades únicas de viscosidade, tensão superficial, constante dielétrica, calor específico, e calor latente de vaporização e de forças de adesão e coesão, que a fazem ter funções importantes.

Nesse sentido, várias hipóteses foram formuladas para explicar o conceito de disponibilidade de água para as plantas, sendo que a mais difundida é aquela proposta por Veihmeyer e Hendrickson (1927), que afirmam que a água do solo é igualmente disponível em um intervalo de umidade situado entre um limite superior e um inferior.

Segundo estes autores, o limite superior, denominado de capacidade de campo (CC), caracteriza-se pela quantidade de água retida pelo solo após a drenagem de seu excesso, quando a velocidade do movimento descendente praticamente cessa, o que ocorre dois ou três dias após a chuva ou irrigação, em solos permeáveis de estrutura e textura uniformes (SCOTT, 2000).

Por sua vez, o limite inferior é denominado de ponto de murcha permanente (PMP) e caracteriza-se pelo teor de água do solo no qual as plantas experimentam

perdas de turgescência das folhas, não se recuperando desta murcha quando colocadas em um solo com disponibilidade de água (KLEIN et al., 2006).

O teor de água existente entre a CC e o PMP é definido como água disponível para as plantas (KLEIN et al., 2010), sendo o PMP o teor mínimo de água disponível no solo para que as plantas consigam se desenvolver (KLEIN et al. 2006).

Além do mais, deve-se considerar que as diferentes espécies vegetais respondem de maneiras diferentes à umidade presente no solo. Em vista disso, foram definidas “constantes” a partir da correlação do estado da água na planta com o estado da água no solo (REICHARDT e TIMM, 2014). A CC para solos tropicais, para ser melhor relacionada com a água retida no solo, deve ser submetida a pressões ou sucções de -10 kPa, enquanto que o PMP foi definido em -1,5 MPa.

De forma simplificada, a trajetória da água envolve a absorção pelas raízes, seguindo então para o xilema, que é o tecido que transporta água e sais minerais até a parte aérea da planta (LACERDA et al., 2007), onde são convertidos em matéria orgânica através do processo de fotossíntese ou liberada para atmosfera através da abertura dos estômatos das folhas (Figura 3).

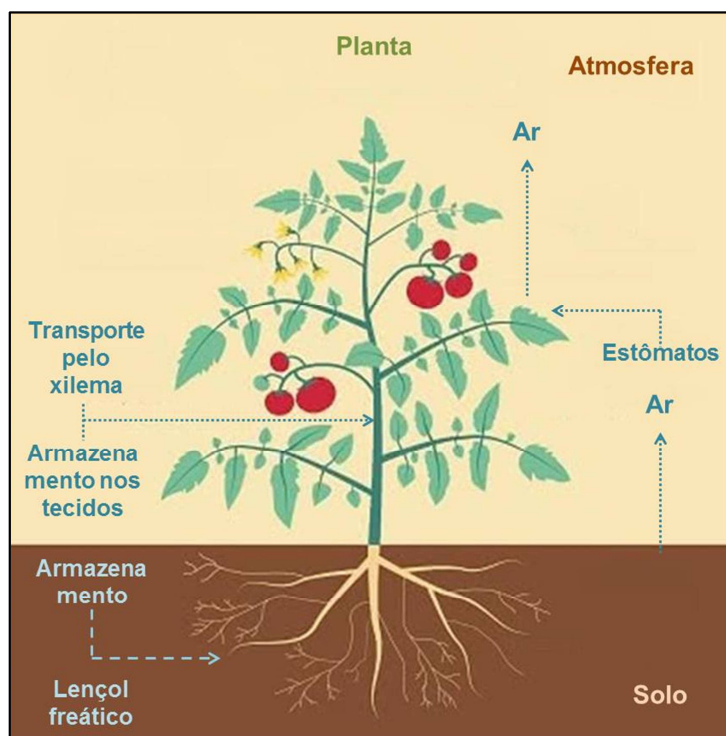


Figura 3 – Trajetória da água no sistema solo, planta e atmosfera (HASHIMOTO, 2018).

A quantidade de água transpirada diariamente é grande com relação à variação do teor de água da planta, de tal forma que o fluxo de água pela planta

pode, para curtos intervalos de tempo, ser considerado um processo em equilíbrio dinâmico (*steady state*) (REICHARDT e TIMM, 2014).

A idade da planta também influencia na quantidade de água retida. Segundo Scott (2000), as plantas mais jovens tendem a ter poucas superfícies de transpiração e maior quantidade de água nos tecidos. Em relação à absorção de água pelas raízes, Coelho Filho et al. (2011) ressaltam que a profundidade, textura, estrutura, pH, condutividade elétrica e disponibilidade de nutrientes influenciam a distribuição das raízes no solo.

Além da água, no solo também estão presentes solutos que servem de nutrientes para as plantas. De modo que possam estar disponíveis à absorção vegetal, estes solutos precisam ser liberados da fração sólida do solo para a fase líquida (solução do solo). Segundo Reichardt e Timm (2014), os principais fatores que controlam a passagem do soluto da fase sólida para solução são a solubilidade e o potencial de oxirredução. Já na fase de solução, a difusão molecular e o transporte de massa são os processos responsáveis pela transferência de solutos no solo (ŠIMŮNEK e HOPMANS, 2008). Umidade, ar, textura e temperatura do solo e o tipo de sistema radicular das plantas são outras condições físicas que também podem influenciar o transporte de solutos.

Embora existam efeitos da água sobre a absorção de solutos pelas plantas, Dalton et al. (1975) lembram que muitos estudos se restringiram somente à absorção de água por plantas intactas ou à absorção de solutos por raízes cortadas, sendo que raramente os dois processos foram estudados simultaneamente.

2.5. Programas computacionais para simulação de fluxos de água

A avaliação da concentração de substâncias químicas no solo pode ser realizada através de técnicas que envolvem amostragens periódicas acompanhadas de testes laboratoriais. Todavia, estes métodos envolvem altos custos de investimento e de emprego de mão de obra especializada, podendo inviabilizar o estudo, além de poderem apresentar um resultado que subestime o risco.

Em contrapartida, ferramentas como programas computacionais têm a vantagem de apresentarem resultados satisfatórios com despesas menores, pelo fato de trazerem para o laboratório grande parte do trabalho que deveria ser feito em

campo. Sendo assim, torna-se uma alternativa economicamente viável para se conhecer o comportamento de substâncias no solo com relativa precisão.

Entre os vários tipos de programas computacionais, podemos destacar o *Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems*, GLEAMS (LEONARD et al., 1987), desenvolvido para avaliar o movimento de produtos químicos de uso agrícola na zona radicular das plantas; o CXTFIT 2.0 (TORIDE et al., 1995), que possibilita estimar os parâmetros para transporte de solutos em fluxo unidimensional estável; o *Leaching Estimation and Chemistry Model*, LEACHM (WAGENET e HUTSON, 1989), , que simula o movimento vertical de água e de solutos no solo; e o *Soil Water Atmosphere Plant*, SWAP (VAN DAM et al., 1997), que simula o transporte de água, solutos e de calor em solos insaturados e saturados.

No Brasil, tem-se buscado desenvolver alguns programas computacionais de predição do movimento de água e solutos no solo. Entre eles está o DISP (BORGES JÚNIOR e FERREIRA, 2006), modelo utilizado para cálculo dos parâmetros de transporte de solutos.

No entanto, dentre as várias ferramentas conhecidas, uma das mais difundidas atualmente é o HYDRUS-1D (ŠIMŮNEK et al., 2013), um programa bastante completo que visa simular o movimento de água, solutos, gases, calor e microrganismos no solo. Este programa tem incorporado em seu sistema outros módulos operacionais que visam apoiar ou flexibilizar suas simulações.

O *Unsaturated Water and Solute Transport Model*, UNSATCHEM (ŠIMŮNEK et al., 1996), que simula o transporte de íons em meios porosos variavelmente saturados, e o ROSETTA (SCHAAP et al., 2001), que possibilita estimar as propriedades hidráulicas do solo, são exemplos de melhorias que tornam a ferramenta HYDRUS-1D mais eficiente na determinação de concentração de água e solutos no solo.

O HYDRUS-1D tem sido utilizado em diversos trabalhos, principalmente na área agroambiental. Dentre eles, podemos citar os trabalhos de Wang et al. (2010) e de Tafteh e Sepaskhah (2012), que avaliaram a lixiviação de nitrato causada por diferentes técnicas de irrigação de culturas, de Mallmann et al. (2013), que analisaram o transporte de zinco e cobre oriundos de dejetos líquidos de suínos

aplicados como fertilizantes de lavouras, e de Muniz (2017), que estudou o transporte de água em um Latossolo Amarelo de textura média na Amazônia.

Estes e outros trabalhos que utilizaram o HYDRUS-1D obtiveram resultados satisfatórios nas simulações realizadas pelo programa, comprovando a eficácia do mesmo em representar o transporte de água e solutos no solo.

2.6. HYPROP-FIT

O HYPROP-FIT (DURNER e PETERS, 2015) é um programa para análise de dados de experimentos de evaporação e ajuste das propriedades hidráulicas do solo insaturado.

Este programa pode ser obtido gratuitamente na internet e possibilita ajustar numericamente os dados observados de retenção de água e de condutividade hidráulica insaturada, que são importantes parâmetros para descrição quantitativa do fluxo de água na zona não saturada do solo.

Para facilitar a operação, o programa também permite importar dados medidos de retenção e de condutividade, executando, entre outras operações, o cálculo e a visualização dos dados para a característica de retenção e de condutividade e a exportação de gráficos, dados brutos e calculados, funções instaladas e outros parâmetros de interesse.

Para os cálculos, o HYPROP-FIT pode utilizar as equações de Brooks e Corey (1964) e de van Genuchten (1980) para descrever a retenção de água em função de seu potencial.

2.7. STANMOD

Segundo SCOTT (2000), conhecer o transporte de solutos no solo é importante para a compreensão de problemas envolvendo resíduos químicos, salinidade, disponibilidade de solutos para as plantas, lixiviação ou redistribuição da zona vadosa para o lençol freático, escoamento de água superficial, intrusão de água salina em aquíferos costeiros e infiltração em depósitos e sistemas de disposição de resíduos.

Para tal, foi criado por Šimůnek et al. (1999), no Laboratório de Salinidade da Califórnia nos Estados Unidos, o *Studio of Analytical Models*, STANMOD, um programa computacional que visa avaliar o transporte de solutos em meio poroso utilizando soluções analíticas de equações de advecção-dispersão.

Este programa contempla diversos modelos que utilizam métodos não-lineares de otimização de parâmetros. Estas estimativas podem ser realizadas pela forma de “problema direto”, onde se prevê a concentração de solutos a partir de dados experimentais obtidos através das curvas de distribuição de efluentes, ou pela forma de “problema inverso”, onde são utilizadas concentrações observadas para se obter os parâmetros de transporte de solutos.

Entre os modelos incluídos no STANMOD podemos destacar o CFITIM (VAN GENUCHTEN, 1981), modelo adotado neste estudo, que analisa dados de concentração relativa obtidos em ensaios com colunas de eluição utilizando soluções de equilíbrio unidimensional e equações de transporte advectivo-dispersivo de não-equilíbrio.

Ao final, o STANMOD fornece os valores ajustados dos parâmetros de transporte do número de Peclet (P) e do fator de retardamento (R), que caracterizam o tipo de movimento predominante e o grau de interação do soluto com o solo, respectivamente.

2.8. Curvas de distribuição de efluentes

Conhecer os parâmetros de transporte de solutos é importante para se conhecer e determinar com maior confiabilidade a capacidade de movimentação dos solutos no solo.

A obtenção de tais parâmetros pode ser realizada através de estudos com colunas que, segundo Scott (2000), são um meio simples de quantificar a mistura, a dispersão e a atenuação de um soluto que se movimenta através do solo.

As colunas são equipamentos cilíndricos feitos, em geral, de acrílico ou de policloreto de vinila (PVC), e preenchidos uniformemente com camadas de solo (Figura 4). É assim construída para que seja mantido um fluxo constante quando uma solução inicial, com uma determinada concentração de soluto, é adicionada pela sua parte superior para passagem através do solo.

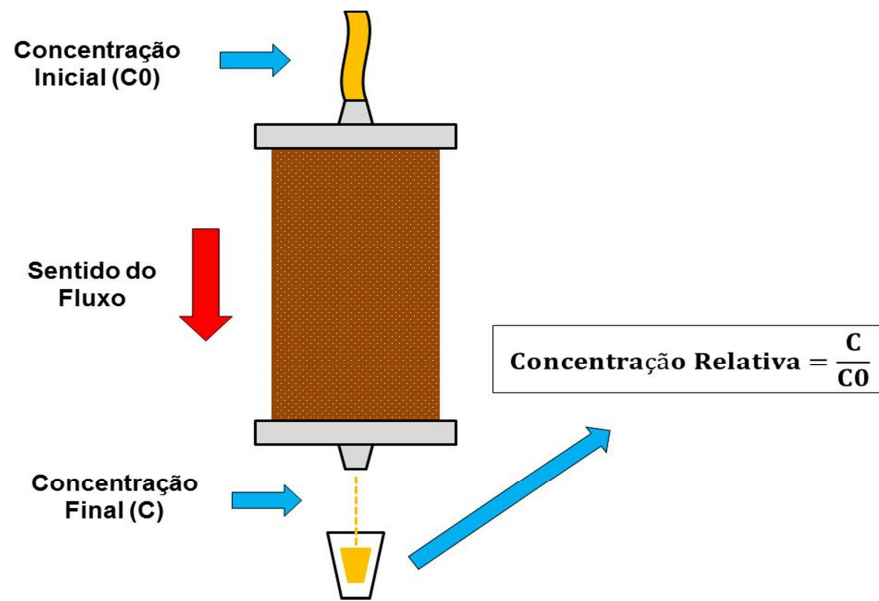


Figura 4 – Coluna de solo utilizada em experimentos de laboratório (HASHIMOTO, 2018).

De posse dos valores de concentração relativa, é possível determinar as chamadas curvas de distribuição de efluentes ou *breakthrough curves* (BTCs). Conforme Scott (2000), as BTCs descrevem o comportamento do transporte do soluto no solo e fornecem informações sobre as interações entre a matriz do solo e o soluto.

Estas curvas relacionam em seu eixo “y” a concentração relativa da solução (C/C_0) pelo número de poros percolados (volume percolado/volume de vazios) em seu eixo “x”. O ensaio com colunas, segundo Korf et al. (2008), deve ser realizado até que a relação C/C_0 chegue ao valor unitário, ou seja, até quando ocorre um regime permanente de fluxo contaminante pelo solo, que já estará saturado e não possui mais capacidade de retenção.

Nesse sentido, nas BTCs, segundo Nielsen e Biggar (1962), o número de volume de poros correspondente à concentração relativa 0,5 é uma primeira indicação no sentido da existência ou não de interações soluto-solo (Figura 5).

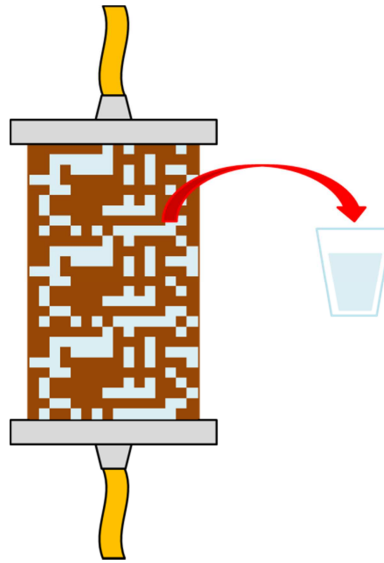


Figura 5 – Representação do volume de poros de uma coluna de solo (HASHIMOTO, 2018).

Nesse caso, quando a concentração relativa do efluente alcança instantaneamente um volume de poros, permanecendo zero até que um volume de poros seja deslocado da coluna. Quando isto acontece, significa que não ocorreu dispersão e o soluto dissolvido também não interagiu, ou seja, não foi adsorvido pelo solo. Esta BTC é conhecida como fluxo de pistão (Figura 6a), onde a solução da coluna é deslocada pela solução de entrada de forma similar a um pistão que empurra a água através da coluna. Conforme Scott (2000), o fluxo de pistão raramente ocorre em condições de campo, mas é muito útil para uma primeira aproximação do movimento potencial de solutos.

Por outro lado, caso a curva da BTC apareça antes de um volume de poro, ou seja, deslocada para a esquerda, significa que o soluto não sofreu adsorção pelo solo, mas, no entanto, houve sua dispersão, conforme mostra a Figura 6b. E caso a curva apareça deslocada para a direita, após um volume de poro, significa que houve adsorção do soluto pelo solo, conforme mostra a Figura 6c.

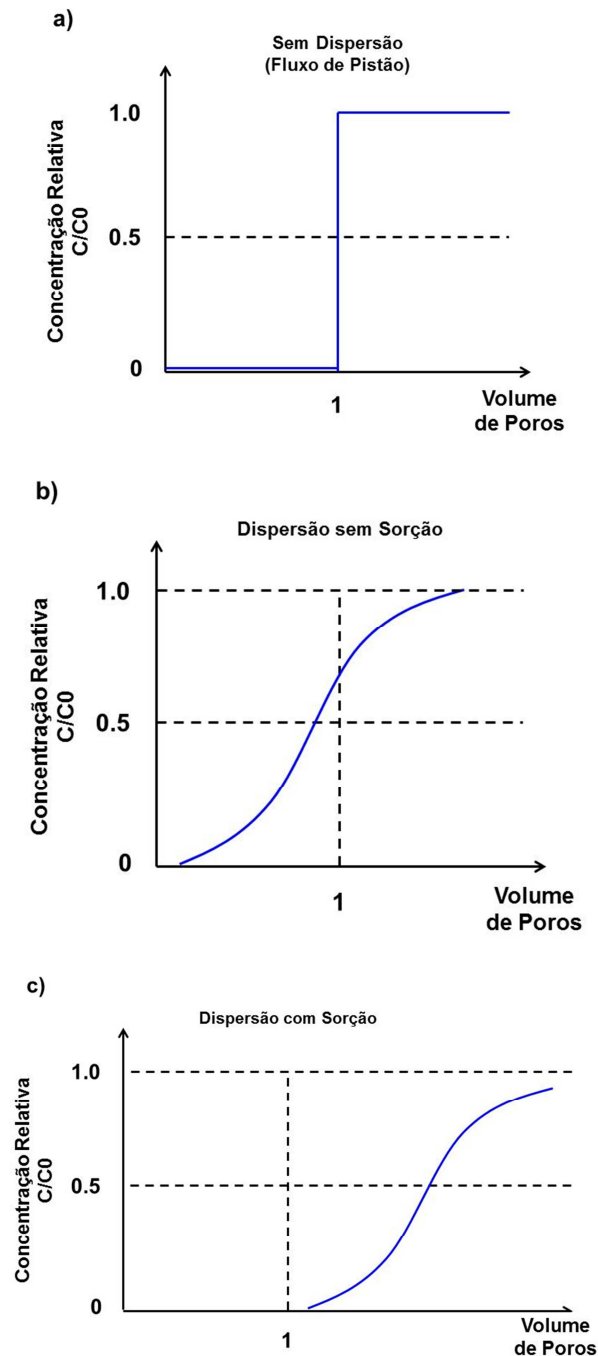


Figura 6 – Representação das curvas de distribuição de efluentes: a) fluxo de pistão; b) sem sorção de soluto pelo solo; e c) com sorção de soluto pelo solo (Adaptado de Scott, 2000).

Corrêa et al. (1999) citam que as BTCs têm proximidade entre os valores estimados e os obtidos experimentalmente em toda a faixa de variação de C/C_0 , mostrando a eficiência do modelo dispersivo-advectivo em descrever a mobilidade de solutos no solo, sob fluxos de diferentes magnitudes e em solos com diferentes teores de matéria orgânica, fatores que influenciam o comportamento destes compostos no solo.

2.9. Parâmetros de transporte de solutos

A descrição da mobilidade do soluto tem como base os parâmetros de transporte fornecidos pelo STANMOD (ŠIMŮNEK et al., 1999) a partir dos valores de C/C_0 e de volume de poros obtidos nos ensaios com colunas.

Um destes parâmetros é o número de Peclet (P), parâmetro adimensional utilizado no estudo da difusão de solutos através de um meio poroso. O P exprime a relação entre a velocidade de transporte por advecção e a velocidade de transporte por difusão molecular, indicando o tipo de transporte que domina o processo de transferência de solutos (ROTH, 2012; GONÇALVES, 2007). Pequenos valores de P indicam que o transporte de difusão predomina sobre o transporte de advecção. Para maiores valores de P , o transporte por advecção predomina sobre o de difusão (WANG, 2002; GONÇALVES, 2007).

Nesse caso, quanto à natureza dos processos físicos, quando P é maior do que dez, predomina o transporte por advecção, e quando P é menor do que dez, o transporte é principalmente por dispersão (NOVY-QUADRY, 1993).

O outro parâmetro de transporte é o fator de retardamento (R) que é uma medida da capacidade de retenção ou efeito tampão do solo para o deslocamento de determinado elemento ou composto existente em um solvente (MATOS et al., 1995). Segundo Valocchi (1984), representa a defasagem entre a velocidade de avanço do soluto e a velocidade de avanço da frente de molhamento da solução percolante, representando, portanto, a interação entre o soluto e a fase sólida do solo (VALOCCHI, 1984).

A partir dos valores P e R ajustados fornecidos pelo STANMOD é possível determinar os coeficientes de dispersão-difusão (D) e a dispersividade.

Segundo Fetter (1998), o coeficiente de dispersão-difusão (D), também chamado de coeficiente de difusão aparente ou de coeficiente de dispersão longitudinal, é um parâmetro físico da equação de transporte de solutos no solo. Este parâmetro expressa dois fenômenos de transporte aditivos: a difusão iônica, que ocorre em razão da existência de gradiente de concentração; e a dispersão mecânica, que é um movimento proporcionado por variações na velocidade de

deslocamento da solução dentro dos poros individuais e entre poros de diferentes formas, tamanhos e direções.

Já a dispersividade do soluto ocorre quando a água no solo está em movimentação (SCOTT, 2000), sendo considerada uma propriedade intrínseca do solo, pois é dependente do meio poroso e independente da velocidade de propagação deste soluto no solo (BROMLY et al., 2007).

2.10. HYDRUS-1D

O programa HYDRUS-1D foi desenvolvido no Laboratório de Ciências Ambientais da Universidade Riverside da Califórnia, Estados Unidos, pelos professores Jirka Šimůnek, Martinus Theodorus van Genuchten e Mirek Šejna.

Este programa passou por várias revisões, as quais foram ganhando ferramentas adicionais a cada edição e aperfeiçoando sua interface com o usuário. Entre as melhorias implementadas, está a inserção do código biogeoquímico PHREEQC (PARKHURST e APPELO, 1999), que possibilita uma grande variedade de cálculos geoquímicos, aprimorando as simulações.

A versão HYDRUS 4.16, mais recente e de uso público, possibilita simular o fluxo unidimensional de água, o transporte de solutos e de calor em um meio variavelmente saturado, além do transporte de dióxido de carbono, vírus, colóides e bactérias, o que mostra a versatilidade do programa.

2.11. Dinâmica da água no solo através do HYDRUS-1D

A zona vadosa ou não saturada estende-se da superfície do solo até o lençol freático (FETTER, 1998). Ela desempenha importante papel em muitos aspectos da hidrologia, tais como infiltração, armazenamento de umidade do solo, evaporação, captação de água pela planta, recarga de água subterrânea, escoamento superficial e erosão (ŠIMŮNEK et al., 2013). Além disso, também é na zona não saturada que a maior parte dos contaminantes é lançada (FETTER, 1998).

Para se conhecer a dinâmica da água no solo, o HYDRUS-1D se utiliza de vários modelos analíticos e numéricos para prever processos de transferência de água e/ou solutos entre a superfície do solo e a camada subterrânea. Os modelos

mais populares continuam sendo a equação de Richards para o fluxo variável saturado e a equação de advecção-dispersão baseada em Fick para transporte de soluto (ŠIMŮNEK et al., 2013).

2.11.1. Equações para o fluxo de água

O programa HYDRUS-1D pode ser utilizado para analisar o fluxo de água e soluto em meio poroso e não uniforme sob condições insaturadas, parcialmente saturadas ou totalmente saturadas. Este fluxo pode ocorrer tanto na direção vertical como na horizontal, embora o eixo inclinado seja o mais frequente.

Para realizar a simulação do movimento de água no solo, o programa considera as chamadas condições de contorno ou de fronteira, que são as condições iniciais que delimitam e influenciam o que está sendo simulado, tais como as variáveis atmosféricas e de drenagem de água.

As equações que regem as condições da simulação de fluxo de água e transporte de solutos são baseadas no método de elementos finitos de Galerkin, possibilitando a resolução de forma simplificada de equações diferenciais relacionadas a problemas de engenharia e de ciência governados por vários fenômenos físicos (CORTE-REAL DE SOUSA, 1991; REZENDE, 2005).

A seguir, são apresentadas as equações que regem o fluxo uniforme de água e o fluxo de água em um sistema de porosidade dual.

2.11.2. Fluxo uniforme de água

Para descrever o movimento de água em um meio poroso rígido e parcialmente saturado de água ou solução do solo, o HYDRUS-1D utiliza uma forma modificada da equação de Richards, que utilizou o princípio de conservação de massa, e a equação de Darcy para relacionar as variações do conteúdo de água com os potenciais gravitacional, matricial, osmótico e de pressão para solos saturados e não saturados (BORGES et al., 2005).

Através desta equação, o programa considera que este movimento da água ocorre de maneira uniforme e unidimensional, partindo do pressuposto de que a

influência do ar desempenha um papel insignificante neste processo, assim como os gradientes de temperatura, que podem ser negligenciados.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \cos \alpha \right) \right] - S \quad (3)$$

em que:

θ = teor volumétrico de água ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$);

t = tempo (dia);

x = coordenada espacial (cm);

S = termo de sumidouro ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ dia}^{-1}$);

α = ângulo entre a direção do fluxo e o eixo vertical;

K = condutividade hidráulica do solo não-saturado (cm dia^{-1}).

Em relação aos parâmetros da equação acima, o potencial mátrico da água no solo (h) é constituído por forças adsorptivas e capilares que retêm a água no solo, enquanto que o teor volumétrico de água é a umidade existente no próprio solo.

O tempo é medido em minutos, horas ou dias; o parâmetro x representa a coordenada vertical positiva no sentido de baixo para cima do fluxo de água (MANNICH e GUETTER, 2011); o termo de sumidouro (S) representa a água absorvida pelas raízes (CORRÊA et al., 2006); e o parâmetro α , representa o ângulo entre a direção do fluxo e o eixo vertical, pode ter as seguintes representações de acordo com o ângulo considerado: $\alpha = 0^\circ$ para fluxo vertical, 90° para fluxo horizontal e $0^\circ < \alpha < 90^\circ$ para fluxo inclinado.

Por sua vez, a condutividade hidráulica do solo não-saturado (K) pode ser obtida através da seguinte equação:

$$K_s(h, x) = K_r(h, x) \quad (4)$$

onde K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado (cm dia^{-1}) e K_r é a condutividade hidráulica relativa do solo não saturado (adimensional).

2.12. Modelos analíticos de fluxo de água

As propriedades hidráulicas referem-se às diferentes características que o solo apresenta ao ser percolado por um fluido ou simplesmente pela água em sua fase líquida.

Para descrever tais propriedades hidráulicas, o HYDRUS-1D disponibiliza cinco diferentes tipos de modelos analíticos, os quais se baseiam em equações com diferentes abordagens e que podem ser utilizadas de acordo com a necessidade específica do trabalho que se quer desenvolver.

A seguir é apresentada uma breve descrição dos referidos modelos analíticos e de suas bases matemáticas, incluindo o modelo de van Genuchten (1980), utilizado no presente estudo.

2.12.1. Brooks e Corey, 1964

Para determinação das propriedades hidráulicas de retenção de água no solo $\theta(h)$ e da condutividade hidráulica $K(h)$, as funções de Brooks e Corey (1964) consideram a relação existente entre ar e água no perfil do solo. Segundo a teoria, baseada na abordagem de Burdine (1953), esses dois fluidos são imiscíveis, o que os impede de ocupar um mesmo local ao mesmo tempo. No caso, tais propriedades hidráulicas são afetadas por relações funcionais existentes entre a saturação, a diferença de pressão entre ar e água, assim como pelas permeabilidades do ar e da água.

Este modelo ajusta-se bem a solos mais granulares, cuja entrada de entrada de ar normalmente apresenta valores mais baixos (BROOKS e COREY, 1964).

A função de Brooks e Corey implementada no programa HYDRUS-1D é representada por:

$$S_e = \begin{cases} |\alpha h|^{-n} & h < -\frac{1}{\alpha} \\ 1 & h \geq -1/\alpha \end{cases} \quad (5)$$

$$K = K_s S_e^{\frac{2}{n} + l + 2} \quad (6)$$

Em que:

S_e = umidade efetiva de água no solo (-);

θ_r e θ_s = umidade residual e umidade saturada, respectivamente ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$);

α = é o inverso do valor de entrada de ar (ou pressão de borbulhamento);

n = é o índice de distribuição de tamanho do poro (adimensional);

l = é o parâmetro de conectividade de poros (adimensional);

K_s = condutividade hidráulica saturada (cm dia^{-1})

Para Brooks e Corey (1964), θ_r é o conteúdo de água na qual a sucção tende ao infinito.

O parâmetro α corresponde ao valor de entrada de ar (ou pressão de borbulhamento), um valor determinado de forma experimental e que, segundo Brooks e Corey (1964), aparentemente representa a menor pressão capilar na qual o primeiro fluxo de entrada de ar entre os poros pode ser observado.

O valor de entrada de ar, segundo Reichardt e Timm (2014), pode assumir valores pequenos para solos de textura grossa, porém valores consideráveis para solos de textura fina.

O parâmetro n indica a distribuição dos canais formados dentro de um meio poroso, enquanto que o parâmetro de conectividade de poros l assume o valor de 2.0 conforme estudos realizados pelos próprios Brooks e Corey (1964).

Todos esses três parâmetros, α , n e l , são considerados coeficientes empíricos adimensionais que regulam a forma da curva de retenção calculada pelas funções hidráulicas.

Embora as equações de Brooks e Corey possam obter predições bastante precisas, o modelo não apresenta uma função matemática contínua para toda a faixa das curvas de retenção e de condutividade hidráulica, o que resulta em uma descontinuidade nas partes descendentes das referidas curvas. Desse modo, em vista dessa mudança abrupta na curva na proximidade do valor de entrada de ar (geralmente no ponto referente à pressão de borbulhamento), a modelagem de solos saturados pode sofrer instabilidades numéricas na modelagem (VAN GENUCHTEN, 1980; VANAPALLI e LOBBEZOO, 2002)

2.12.2. van Genuchten, 1980

No HYDRUS-1D, as funções hidráulicas do solo proposta por van Genuchten (1980) relativas à retenção de água $\theta(h)$ e à condutividade hidráulica $K(h)$ utilizam o modelo de distribuição de tamanho de poros de Mualen (1976) para obter uma equação preditiva para a função de condutividade insaturada de água em termos de parâmetros de tensão de água no solo $K(h)$.

$$\theta(h) = \left\{ \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (|\alpha h|)^n]^m} \right. \quad h < 0 \quad (7)$$

$$\theta(h) = \theta_s \quad h \geq 0 \quad (8)$$

$$K(h) = K_0 Se^l \left[1 - \left(1 - Se^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^{-2} \quad (9)$$

em que

$$Se = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) \quad \text{e} \quad m = 1 - \frac{1}{n}, n > 1 \quad (10)$$

A equação hidráulica de van Genuchten (1980) contém quatro parâmetros independentes (θ_r , θ_s , α e n) que são estimados a partir dos dados de retenção de água observados (VAN GENUCHTEN, 1980).

Segundo van Genuchten (1980), como θ_r é um parâmetro cujas medidas não são realizadas de forma rotineira, seus valores devem ser estimados a partir da extrapolação de dados de retenção em teores de água mais baixos. Nesse caso, a equação define θ_r como o teor de água no qual o gradiente $\theta(h)$ torna-se zero, ou seja, é o teor de água existente no menor valor negativo do potencial de pressão.

Segundo Vanapalli e Lobbezoo (2002), a referida equação proposta por van Genuchten (1980) é útil para prever o coeficiente insaturado de permeabilidade para sucções em um intervalo de 0 até 1500 kPa. Conforme constatado por Miqueletto (2007), este é o valor limite máximo de muitos modelos ou de funções instrumentalizadas utilizadas em agricultura.

Assim, como na equação de Mualem (1976), os parâmetros α e n ($n > 1$) são independentes, indeterminados e adimensionais, podendo regular a inclinação da curva de retenção. A mesma atribuição possui o parâmetro m , relacionado à n e estimado no valor de $1-1/n$, sendo $0 < m < 1$ (KOSUGI, 1996). Já o valor do parâmetro de conectividade de poros, denominado como l na função de condutividade hidráulica, é considerado 0,5, conforme estudos realizados por Mualem (1976) e que melhor aproximou a função de conectividade hidráulica estudada para vários tipos de solo (MIQUELETTTO, 2007).

Observa-se que a escolha da função de van Genuchten (1980) no HYDRUS-1D automaticamente habilita a opção de seleção também de histerese, fenômeno no qual a curva de retenção apresenta-se sob duas formas distintas a depender do método em que ela é obtida, ou seja, através de um processo de “secamento” ou de “molhamento” (Figura 7). No primeiro caso, uma amostra de solo saturado é submetida a pressões de sucções graduais cada vez maiores até seu completo secamento, ao passo que no segundo método uma amostra seca ao ar é submetida a molhamentos graduais por redução da sucção.

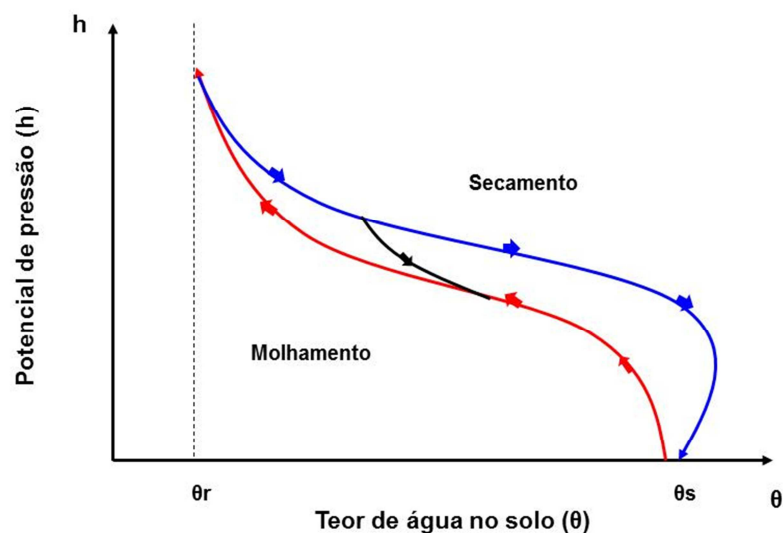


Figura 7 – Fenômeno de histerese (Adaptado de Reichardt e Timm, 2014).

Ambos os métodos representam condições naturais a que o solo está sujeito em condições de campo. No caso, o fenômeno de secamento reproduz o processo de evaporação sofrido pela água no solo, enquanto o fenômeno de molhamento reproduz condições como o de infiltração de água de chuva ou de irrigação.

A função de condutividade hidráulica $K(h)$, baseada na distribuição estatística do tamanho dos poros, têm-se K_s como permeabilidade saturada e Se como função de h . Observa-se a partir da Figura 7 que, em uma condição de equilíbrio, o teor de água no solo (θ), em um determinado potencial de pressão, é maior na curva de secamento do que na curva de molhamento. Entre uma curva e outra podem aparecer curvas intermediárias, que são resultantes de diversas sucções e molhamentos impostos ao solo.

2.12.3. Vogel and Císlerová, 1988

O HYDRUS-1D disponibiliza um terceiro conjunto de equações, intitulado de “van Genuchten modificado”, que foi desenvolvido por Vogel e Císlerová (1988). Este modelo modifica as equações de van Genuchten (1980) para proporcionar mais flexibilidade na descrição das propriedades hidráulicas próximas à saturação.

Segundo Vogel e Císlerová (1988), o modelo proposto por van Genuchten (1980) assume que as propriedades hidráulicas de $\theta(h)$ e $K(h)$ são obtidas através de procedimentos experimentais, o que nem sempre é possível para condutividade hidráulica, já que sua medição é bastante difícil (DURNER, 1994). Nesse caso, a alternativa adotada é obter a $K(h)$ indiretamente através da $\theta(h)$. Apesar de ser uma solução rápida, simples e de baixo custo, existem imprecisões relacionadas à determinação da curva de retenção que aumentam significativamente próximas à saturação e que podem comprometer a utilização do método (VOGEL e CÍSLEROVÁ, 1988).

Nesse sentido, os autores citam as imprecisões causadas pela representatividade insuficiente de amostras para o meio poroso a ser estudado, pelos erros de medidas e pelos ajustes nas curvas a partir de dados experimentais.

Visando reduzir tais imprecisões, Vogel e Císlerová (1988) propuseram a teoria do modelo capilar, baseada na distribuição do tamanho dos poros $F(\theta)$. A equação desta teoria, assim como as equações de retenção de água no solo $\theta(h)$ e de condutividade hidráulica $K(h)$ seguem descritas abaixo:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_a + \frac{\theta_m - \theta_a}{(1 + |\alpha h|^n)^m} & h < h_s \\ \theta_s & h \geq h_s \end{cases} \quad (11)$$

e

$$K(h) = \begin{cases} K_S K_r(h) & h < h_s \\ K_k + \frac{(h-h_k)(K_S-K_k)}{h_s-h_k} & h_k < h < h_s \\ K_S & h \geq h_s \end{cases} \quad (12)$$

respectivamente, onde:

$$K_r = \frac{K_k}{K_S} \left(\frac{S_e}{S_{ek}} \right) \left[\frac{F(\theta_r) - F(\theta)}{F(\theta_r) - F(\theta_{kr})} \right]^{-2} \quad (13)$$

$$F(\theta) = \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_a}{\theta_m - \theta_a} \right)^{1/m} \right]^m \quad (14)$$

$$S_{ek} = \frac{\theta_k - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (15)$$

As equações de Vogel e Císlerová (1988) permitem a utilização de uma altura capilar mínima não nula (h_s), substituindo o parâmetro θ_s da função de van Genuchten (1980), referente ao teor máximo de água (ou seja, quando os poros estão completamente cheios), por um parâmetro fictício e extrapolado θ_m , referente ao conteúdo de água ajustado.

A substituição de θ_s por θ_m causa pouco ou nenhum efeito na curva de retenção, mas por outro lado tem um efeito considerável sob a forma e o valor da condutividade hidráulica. Além deste ajuste, uma outra mudança implementada na expressão analítica permite aumentar a sua flexibilidade: a substituição do parâmetro θ_r da função de retenção pelo parâmetro fictício e extrapolado θ_a , onde se considera $\theta_a \leq \theta_r$. Nesse caso, a aproximação mantém o significado físico de que ambos os parâmetros são quantidades mensuráveis.

Estes ajustes na expressão analítica permitem que a mesma seja adequada para emprego em solos de textura mais fina, tais como os argilosos, onde os valores de n são relativamente pequenos (por exemplo, $1,0 < n < 1,3$) (VOGEL e CÍSLEROVÁ, 1988).

Em contrapartida, os autores também apontam algumas limitações que podem fragilizar a utilização do modelo capilar: o pressuposto de assumir que os valores do parâmetro de distribuição do tamanho dos poros $F(r)$ (que normalmente não estão disponíveis e assim são determinados indiretamente) são suficientemente precisos e a consideração do fenômeno de histerese na curva de retenção ao igualar os parâmetros $F(r)$ e $\theta(h)/\theta_s$.

Observa-se que o HYDRUS-1D ainda disponibiliza o modelo de Vogel e Císlerová (1988) cujo θ_m é calculado de modo que o valor de entrada de ar h_s [L] seja igual a -2 cm. Este modelo, denominado de “van Genuchten-Mualem com valor de entrada de ar de -2 cm”, mostra-se adequado também para solos argilosos.

2.12.4. Durner, 1994

Segundo Durner (1994), os métodos de estimativa de condutividade parecem ser relativamente confiáveis para solos com grande distribuição de tamanhos das partículas, como os arenosos. No entanto, para solos de textura mais fina, como os argilosos, tais métodos costumam apresentar falhas de estimativa. Estas falhas são atribuídas, em sua maioria, ao coeficiente de tortuosidade τ (ou fator de interação de poros), que é um parâmetro adimensional da equação de predição.

Além do mais, devido a processos biológicos ou de agregação, a forma e a organização de espaços vazios em solos agregados podem ser muito diferentes do que os do tipo unimodal distribuído. Essa característica faz com que as tentativas de ajustar os seus dados de retenção com uma curva sigmoideal simples apresentem resultados insatisfatórios (DURNER, 1994).

Para reduzir este problema, Durner (1994) dividiu o meio poroso em duas ou mais regiões sobrepostas, propondo utilizar em cada uma destas regiões uma equação de van Genuchten (1980). A chamada equação de retenção multimodal, cujo modelo hidráulico é fornecido pelo HYDRUS-1D sob o nome de “porosidade dupla”, visa determinar as características de retenção de água em solos com porosidade bi-modal:

$$S_e = w_1[1 + (\alpha_1 h)^{n_1}]^{-m_1} + w_2[1 + (\alpha_2 h)^{n_2}]^{-m_2} \quad (16)$$

Ao se combinar este modelo de retenção com o modelo de distribuição de tamanho de poros de Mualem (1976), tem-se a seguinte equação:

$$K_{(S_e)} = K_s \frac{(w_1 S_{e1} + w_2 S_{e2})^l \left(w_1 \alpha_1 \left[1 - \left(1 - S_{e1}^{1/m_1} \right)^{m_1} \right] + w_2 \alpha_2 \left[1 - \left(1 - S_{e2}^{1/m_2} \right)^{m_2} \right] \right)^2}{(w_1 \alpha_1 + w_2 \alpha_2)} \quad (17)$$

onde w_i representa os fatores de ponderação para as regiões sobrepostas estimadas em $0 < w_1 < 1$ (no caso da equação, são duas regiões: w_1 e w_2); α_i , n_i , m_i ($=1-1/n_i$) e l são parâmetros empíricos das funções hidráulicas separadas ($i=1,2$), sendo α_i , n_i e m_i maiores que zero; e K é o número de regiões que formam a distribuição de poros total.

Ao contrário da função unimodal, a função multimodal descreve de forma mais precisa as estimativas de condutividade em solos estruturados de texturas mais finas (DURNER, 1994).

2.12.5. Kosugi, 1996

O modelo hidráulico baseado na equação de Kosugi (1996) é outra opção fornecida pelo HYDRUS-1D. Este modelo foi modificado para ser compatível com o modelo de Mualem (1976) a fim de derivar uma expressão analítica para a condutividade hidráulica relativa (KOSUGI, 1996).

Para isso, o autor sugere o seguinte modelo de distribuição lognormal:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left\{ \frac{\ln\left(\frac{h}{\alpha}\right)}{\sqrt{2n}} \right\} & (h < 0) \\ 1 & (h \geq 0) \end{cases} \quad (18)$$

A aplicação do modelo de distribuição de tamanho de poros de Mualem (1976) gera a seguinte função de condutividade hidráulica:

$$K = \{ K_s S_e^l \frac{\left\{ \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[\frac{\ln\left(\frac{h}{\alpha}\right)}{\sqrt{2n}} + \frac{n}{\sqrt{2}} \right] \right\}^2}{K_s} \right) \quad \begin{matrix} (h < 0) \\ (h \geq 0) \end{matrix} \quad (19)$$

A partir de comparações com curvas de retenção de água e de condutividade hidráulica obtidas a partir do modelo de van Genuchten (1980), Kosugi (1996) observou que o modelo de distribuição lognormal é adequado para solos de textura mais grosseira, como os arenosos e siltosos, enquanto que para solos de textura mais fina, o referido modelo apresentou algumas imprecisões.

2.13. Dinâmica da absorção de água pela raiz

De forma matemática, a tentativa de se medir a absorção de água pelas plantas tem sido realizada em bases macroscópicas e microscópicas, onde na primeira é considerado o sistema de raiz como um todo enquanto que na segunda a absorção é considerada por raiz separadamente (JAIN e MURTY, 1985).

A simulação de absorção de água pela raiz disponibilizada no HYDRUS-1D permite utilizar o modelo de Feddes et al. (1978), que considera um termo de sumidouro (S) na equação de Richards (Equação 4) para representar o volume de água absorvido pela planta em um determinado volume do solo por unidade de tempo.

$$S(h) = \alpha(h)S_p \quad (20)$$

Nessa equação, a resposta ao estresse hídrico pela absorção da água pela raiz é em função de $\alpha(h)$ que é uma função adimensional prescrita pela pressão ($0 \leq \alpha \leq 1$), e S_p é a taxa de captação potencial de água (T^{-1}).

Segundo Feddes et al. (1978), a absorção de água é assumida como sendo zero tanto próxima à saturação como para $h < h_4$, ou seja, pressão do ponto de murcha. Já entre as pressões h_2 e h_3 a captação de água é considerada ótima, enquanto que para a pressão entre h_3 e h_4 (ou h_1 e h_2), a absorção de água diminui (ou aumenta) linearmente com h (Figura 8). A variável S_p é igual à taxa de captação de água durante períodos sem estresse hídrico quando $\alpha(h) = 1$.

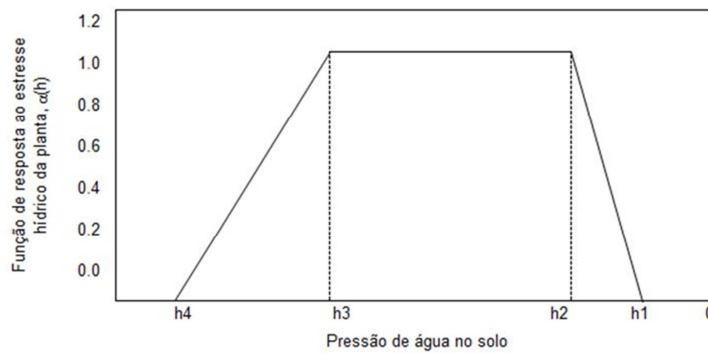


Figura 8 - Função de resposta ao estresse hídrico da planta, $\alpha(h)$ por Feddes et al. (1978).

A função de Feddes et al. (1978) é de natureza empírica, largamente utilizada em simulações de extração de água e que não considera o mecanismo de compensação de extração de água do solo nas camadas superficiais (SANTOS, 2011). Nesse caso, o modelo ignora ou distribui de forma implícita as variações na escala de poros no potencial de pressão ou na concentração de soluto nas proximidades das raízes individuais (SKAGGS et al., 2006).

Outro modelo disponível é a função S-Shaped desenvolvida por van Genuchten (1987) (Figura 9), que incluiu o potencial osmótico na função de Feddes et al. (1978). Este modelo considera que a taxa de extração de água é reduzida em 50% durante condições de estresse osmótico (VAN GENUCHTEN, 1987).

Ao contrário do modelo de Feddes et al. (1978), a função S-Shaped não considera a redução da transpiração próxima à saturação, pois presume que condições desse tipo ou em meio saturado ocorrem apenas em períodos relativamente curtos de tempo (VAN GENUCHTEN, 1987).

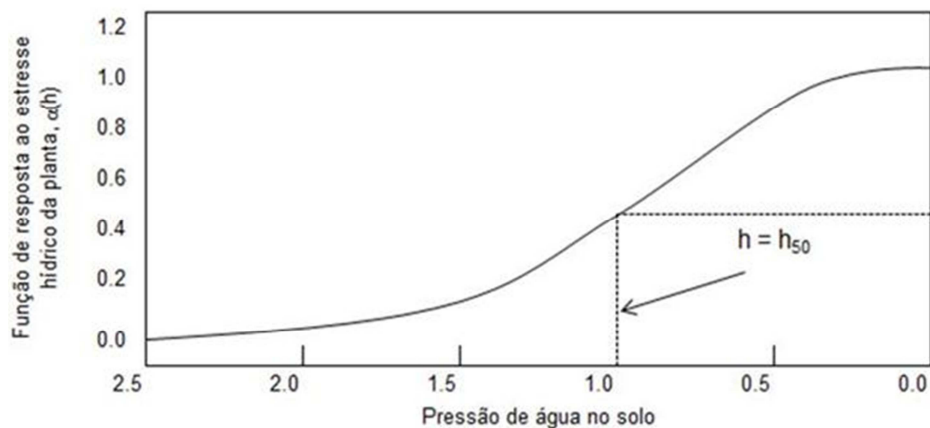


Figura 9 - Função de resposta ao estresse hídrico da planta, $\alpha(h)$ por van Genuchten (1987).

O modelo também pode considerar o conceito de compensação de extração de água, que presume que a planta aumenta a absorção de água em zonas radiculares mais úmidas para compensar a redução na absorção em zonas com solo mais seco (SANTOS, 2011).

2.14. Condições de contorno no HYDRUS-1D

Para simulação do fluxo de água no solo, o HYDRUS-1D possibilita a inserção de informações relacionadas às condições do meio circundante que se quer estudar. Estas informações, que podem ser estimadas ou medidas, vêm compor as chamadas condições de contorno e que visam reduzir a reflexão de informações indesejáveis para dentro do domínio do modelo.

Segundo De la Cruz (2014), um sistema de fluxo de águas subterrâneas é geralmente um conjunto de condições de contornos de cargas e fluxos, sendo recomendável evitar o uso só de condições de fluxo sem a imposição de contornos de carga, devido a que esta configuração poderia gerar problemas de não singularidade.

Nesse sentido, o HYDRUS-1D permite inserir informações relacionadas às condições de contorno superior, ou seja, aquelas que envolvem a interface solo-ar e que estão expostas às condições atmosféricas, sendo que o fluxo potencial de fluido através desta interface é controlado exclusivamente por condições externas (ŠIMŮNEK, 2013).

Os tipos de potencial de pressão ou de fluxo que regem a percolação da água, a condição em que esta se encontra na superfície do solo, empoçando ou escoando ou se o processo envolve irrigação são opções de condições de contorno superior fornecidos pelo HYDRUS-1D. Tais condições são controladas por variáveis como a precipitação, a evaporação e a evapotranspiração de referência cujos valores em função do tempo devem ser fornecidos como dados de entrada no programa.

As simulações no HYDRUS-1D também exigem informações de condições de contorno inferior que regem o programa e que estão localizadas abaixo da zona

saturada do solo (Figura 10). Condições iniciais de potencial da água no solo, fluxo, tipo de drenagem são opções de escolha fornecidas pelo programa.

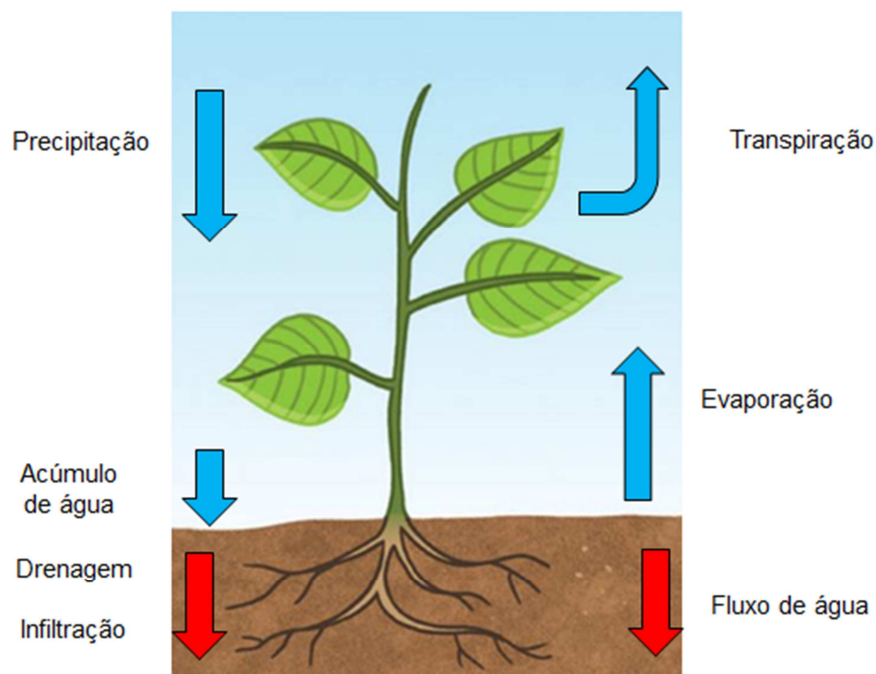


Figura 10 – Algumas das condições de contorno previstas no HYDRUS-1D (Fonte: Hashimoto, 2018).

Para uma simulação mais realista pelo programa, pode-se considerar a precipitação efetiva, que é a fração da precipitação que atinge o solo (RODRIGUES et al., 2003), visto que parte da água da chuva é interceptada pela vegetação antes de chegar ao solo.

Uma das formas de se estimar a precipitação efetiva é utilizando o índice de área foliar (IAF, ou *Leaf Area Index*, LAI), que se constitui em um dos principais parâmetros biofísicos e estruturais da vegetação, sendo definido como a área foliar total por unidade de área do solo ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$) (CARREIRE et al., 2005).

Já a evapotranspiração de referência (ET_o), segundo Allen et al. (1998) é a quantidade de água evapotranspirada na unidade de tempo e de área, por uma cultura de baixo porte, verde, cobrindo totalmente o solo sem restrições de água, de altura uniforme e sem deficiência de água. A cultura de baixo porte considerada para regiões tropicais e subtropicais é a grama batatais (*Paspalum notatum* L.), que permanece verde o ano todo (Figura 11).

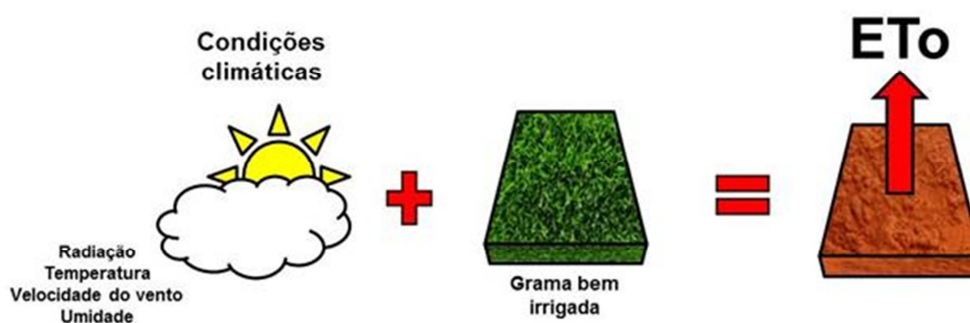


Figura 11 – Esquemático da estimativa da evapotranspiração de referência (ETo)
(Adaptado de Allen et al., 1998).

Para o cálculo deste parâmetro, o HYDRUS-1D fornece a equação de Penman-Monteith, publicada no boletim 56 da FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*) e padronizada por esta mesma agência como equação de referência para estimativa de ETo (ALLEN et al., 1998).

Esta equação é baseada em processos físicos e que, explicitamente, incorpora os parâmetros fisiológicos e aerodinâmicos (ALENCAR et al., 2015), oferecendo uma solução simultânea de equilíbrio de energia de superfície e de transporte de calor e massa (ou seja, vapor de água), introduzindo algumas aproximações e resultando em uma equação explícita que evita a não linearidade do sistema de equações (WIDMOSER, 2009).

No entanto, a equação de Penman-Monteith pode produzir erros significativamente maiores do que os erros esperados nas medições, com imprecisões de 25% a 30% para os casos em que dados reais foram utilizados (PAW e GAO, 1988). Além do mais, a equação requer dados que, muitas vezes, não estão disponíveis na maioria das estações climatológicas, restringindo variáveis de entrada (ALENCAR et al., 2015), no que Allen et al. (1988) sugerem procedimentos para estimativa de dados climáticos ausentes, como radiação, umidade relativa e velocidade do vento.

Outra forma de se avaliar a evapotranspiração de referência é através do modelo de Hargreaves, muito útil para o manejo da irrigação, sendo o mesmo considerado de uso prático, pois utiliza elementos meteorológicos de fácil obtenção, como as temperaturas mínima, máxima e média do ar (LIMA JÚNIOR et al., 2016). Dessa forma, segundo Allen et al. (1998), o uso da equação de Hargreaves é uma alternativa viável para a estimativa da ETo quando há falta de parâmetros climáticos requeridos pelo modelo de Penman-Monteith.

De posse dos valores da evapotranspiração de referência (ET_o), é possível estimar a evapotranspiração da cultura (ET_c) (Figura 12). Segundo Allen et al. (1998), em condições normais, a ET_c é a evapotranspiração de culturas bem fertilizadas, livres de doenças, cultivadas em grandes campos, sob condições ótimas de água do solo e atingindo a plena produção sob as condições climáticas dadas.

Para se estimar a evapotranspiração da cultura, é utilizado o coeficiente da cultura K_c , que incorpora as características das culturas e os efeitos médios da evaporação do solo (ALLEN et al., 1998).

O coeficiente de cultura (K_c) é um indicador de significado físico e biológico, uma vez que depende da área foliar, da arquitetura da parte aérea e sistema radicular, da cobertura vegetal e da transpiração da planta (ALLEN et al., 1994).



Figura 12 – Esquemático da estimativa da evapotranspiração da cultura (ET_c) (Adaptado de Allen et al., 1998).

Sediyama et al. (1998) ressaltam que o K_c pode variar com a textura e o teor de água do solo, com a profundidade e a densidade do sistema radicular, e com as características fenológicas da planta. Entretanto, este coeficiente tem sido usado extensivamente para estimar a necessidade real de água de uma cultura por meio de estimativas ou medições de ET_c .

Pereira et al. (2005) também reforçam que os valores de K_c são muito utilizados para a determinação das necessidades hídricas das culturas, tanto em termos de manejo da água de irrigação como também no planejamento de sistemas agrícolas, assumindo atualmente grande importância na análise de processos de concessão de outorga de uso da água de irrigação, realizados pela Agência Nacional de Águas (ANA), a nível federal, e pelos departamentos e institutos de gestão das águas estaduais.

2.15. Potássio: características e comportamento no solo

Segundo Curi (2004), o potássio do solo é usualmente distinguido nas formas de solução do solo, trocável, não-trocável e total, sendo que sob o ponto de vista de nutrição da planta, o equilíbrio mais importante se dá entre o potássio trocável e o potássio em solução do solo, que são as fontes imediatas deste soluto para as plantas.

No solo, o potássio é originário da decomposição dos minerais primários, e da decomposição de matéria orgânica sendo absorvido pelos vegetais principalmente durante o estágio de crescimento vegetativo (SILVEIRA et al., 2015), fazendo com que seja o segundo elemento mais exigido por muitos cultivos, depois do nitrogênio (ROSOLEM et al., 2003; NACHTIGALL e VAN RAIJ, 2005).

Nas plantas, o potássio participa da síntese de açúcares e proteínas, no processo de fotossíntese para obtenção de energia, na translocação de carboidratos e proteínas e na absorção da água (SILVEIRA et al., 2015). É um nutriente muito importante para o metabolismo de culturas como o eucalipto (SILVEIRA e MALAVOLTA, 2000), o arroz (SILVA et al., 2015), a cana-de-açúcar (SILVEIRA et al., 2015) e o dendezeiro, cujas folhas e cachos vazios são depositados sobre o solo para nutrição do próprio vegetal (GAMARRA, 2013).

Segundo Fonseca (1995), o potássio, por ser o elemento responsável pela regulação do turgor celular, pela manutenção da integridade estrutural e funcional dos cloroplastos e favorecer a fixação do CO₂ a nível celular, é essencial para sustentação do processo fotossintético. O potássio na planta caracteriza-se pela alta mobilidade e, como ativador enzimático, estando associado, direta ou indiretamente, a mais de cinquenta enzimas.

Sua deficiência causa menor síntese de proteínas e acúmulos de compostos nitrogenados solúveis como, por exemplo, aminoácidos, amidas e nitrato (FAQUIN, 2005).

No solo, a disponibilidade e a capacidade de suprimento deste nutriente dependem da presença de minerais primários e secundários, da aplicação de fertilizantes e da CTC do solo, além da ciclagem do nutriente pelas plantas (WERLE et al., 2008).

Como a maioria dos solos brasileiros não possuem teores adequados desse nutriente (NACHTIGALL e VAN RAIJ, 2005), nas formulações de fertilizantes, geralmente este elemento aparece, respaldado pelo paradigma de que os teores de potássio trocável no solo são pequenos e é necessário preservá-los com adubações potássicas, a fim de manter os teores desse nutriente satisfatórios no solo e suficientes para o desenvolvimento das plantas (KAMINSKI et al., 2007).

Porém, deve-se observar que o potássio, por ser um nutriente móvel, pode ser facilmente lixiviado ao longo do perfil do solo, sendo necessárias aplicações frequentes desse elemento (MIRANDA et al., 2010). Assim, embora sua lixiviação não resulte diretamente em eutrofização (ALFARO et al., 2004), sabe-se que a aplicação excessiva de fertilizantes com índice salino elevado, tais como o cloreto de potássio (KCl), podem induzir o aumento da salinidade nos solos (PEDROTTI et al., 2015), podendo comprometer o desenvolvimento do sistema radicular, o crescimento e a produção da cultura (SILVA et al., 2001).

No Brasil, um dos poucos requisitos legais que tratam deste tema é a Norma P4.231 (CETESB, 2005), utilizada pelo órgão ambiental do Estado de São Paulo e que dispõe sobre os critérios e procedimentos para aplicação de vinhaça no solo agrícola, definindo que a concentração máxima de potássio neste líquido não poderá exceder a 5% da CTC do solo. Caso este limite seja atingido, a aplicação de vinhaça ficará restrita à reposição desse nutriente em função da extração média pela cultura.

Tendo como referência esta norma, Silva et al. (2012) realizaram estudos com vinhaça em Nitossolo Vermelho eutrófico e verificaram limites de aplicação de potássio de modo a compensar o retardamento sofrido pelos íons desse elemento em relação à frente de avanço da solução no solo.

A lixiviação de nutrientes de plantas de agroecossistemas é influenciada por fatores pedoclimáticos e pela forma de gerenciamento de sistemas de solo-planta (OLIVEIRA et al., 2002). Além do mais, à medida que ocorre o transporte de contaminantes no solo, diversos fatores relacionados ao fluido percolante, ao próprio solo e às condições ambientais influenciam o processo de migração e retenção. Dentre estes fatores, pode-se destacar o tipo de solo, a mineralogia, a capacidade de troca catiônica, as espécies de cátions adsorvidos, a velocidade de percolação, o teor de matéria orgânica; a concentração do contaminante, a presença de outras

substâncias na solução percolante, as condições hidrogeológicas, a temperatura e o pH do meio (COSTA, 2002).

Além disso, a disponibilidade de potássio também depende da energia de retenção dos cátions trocáveis Ca^{2+} , Mg^{2+} e K^+ nos colóides do solo, que segue uma série denominada liotrófica, resultando na maior lixiviação de potássio em solos bem drenados, principalmente em solos com menor CTC (VAN RAIJ, 1991).

Para Miranda et al. (2010), os mecanismos que controlam o transporte de potássio no solo são baseados na rápida troca com outros cátions no solo. Quando a quantidade de potássio no solo é relativamente pequena com relação à capacidade de troca de cátions, a adsorção é controlada principalmente pelas variações da concentração de potássio na solução do solo. Quando a concentração de potássio na solução do solo aumenta, a capacidade-tampão do potássio decresce, e a velocidade de transporte do potássio se incrementa.

Nesse sentido, Donagemma et al. (2008) observaram que o potássio exige dosagens cuidadosas para evitar a lixiviação ou a localização superficial do potássio em razão da mobilidade deste soluto, no sentido de prevenir a contaminação de águas subterrâneas e salinização do solo.

Com base nesses aspectos, Pinho (2009) e Silva (2013), em trabalhos com Nitossolo Vermelho, verificaram que o deslocamento de potássio neste tipo de solo se dava predominantemente por dispersão. Ambos os autores atribuíram estes resultados à predominância de microporos, responsáveis pela livre movimentação de água no solo (OLIVEIRA, 2004).

Em trabalho envolvendo a dinâmica de potássio em Latossolo Vermelho-amarelo argiloso em Itararé/SP com 373 g kg^{-1} de argila, caulinítico, de características ácidas e de baixa CTC, Basso e Kiang (2017) observaram uma baixa retenção do referido soluto no solo. Os autores atribuíram esta reduzida interação à área superficial específica da caulinita e à alta condutividade hidráulica influenciada pela baixa densidade do solo, que proporciona alto volume de vazios.

Esta baixa interação entre soluto e solo torna-se um fato preocupante, pois faz com que os íons sejam lixiviados mais facilmente, podendo contaminar as águas subterrâneas (ASSIS et al., 2014).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Caracterização da área de estudo

O estudo foi realizado no município de Rio Preto da Eva, Amazonas (Figura 13), dentro do Campo Experimental do Rio Urubu – CERU da Embrapa Amazônia Ocidental (Figura 14). Suas coordenadas geográficas centrais são latitude 2°35' S e longitude 59°28' W com altitude média de 200 m.

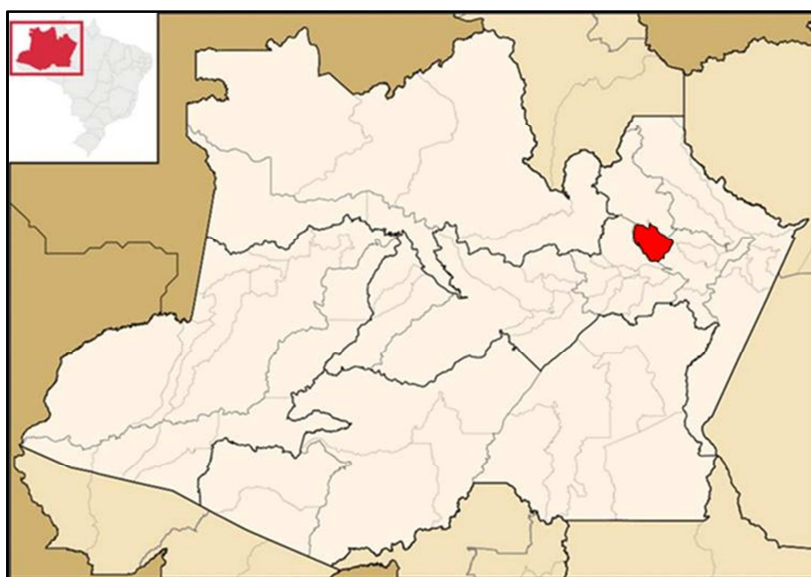


Figura 13 – Localização geográfica do município de Rio Preto da Eva, Amazonas.

O presente estudo analisou três sistemas de uso de terra: um dendezal que não recebeu aplicação de adubo durante o período do estudo e que aqui será chamado simplesmente de "dendezal não adubado"; um dendezal que recebeu aplicação de adubo durante o estudo e que será chamado de "dendezal adubado"; e uma área de floresta primária sem interferência humana.

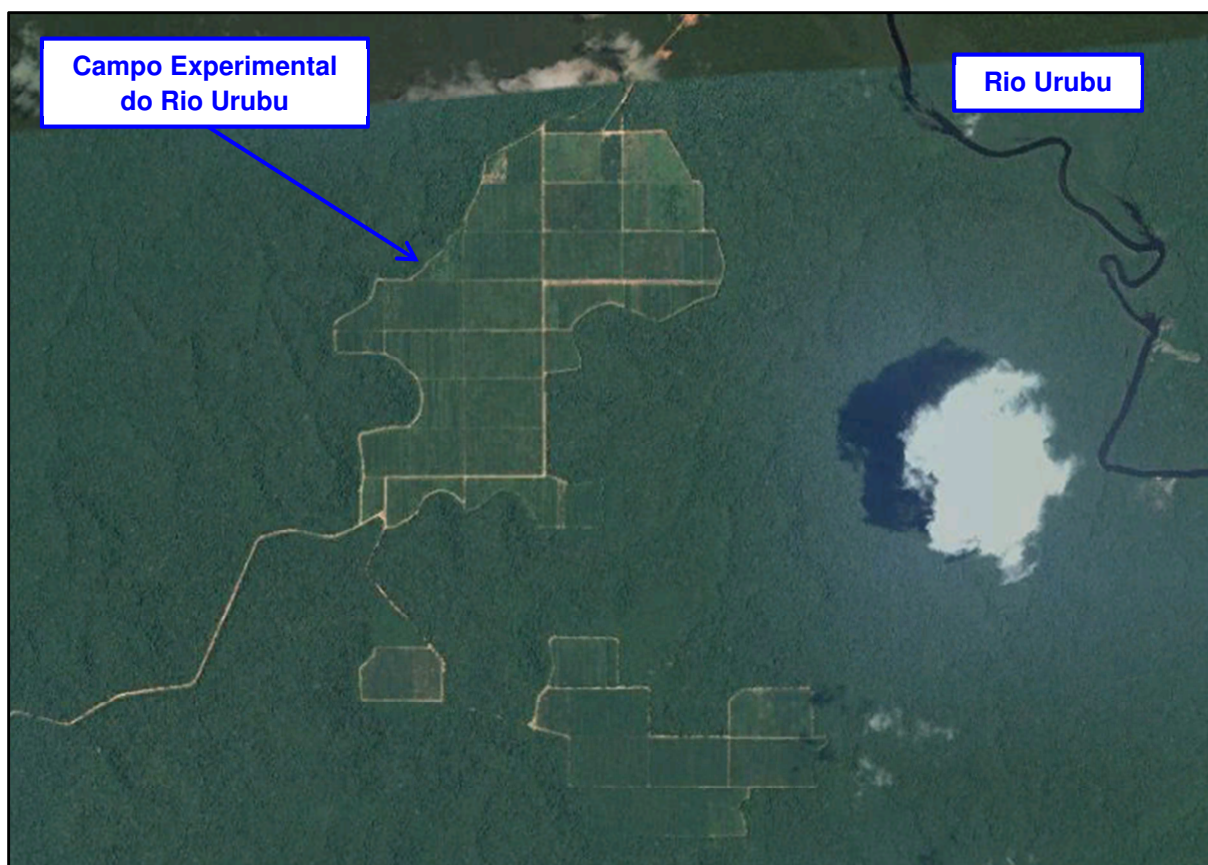


Figura 14 – Localização geográfica do Campo Experimental do Rio Urubu - CERU, em Rio Preto da Eva, Amazonas.

Segundo informações levantadas por Encinas (2016), o CERU possui uma área de 3.000 ha que originalmente foi ocupada por floresta primária, derrubada para cultivo de bancos de germoplasma de dendezeiros das espécies *Elaeis oleifera* e *Elaeis guineenses Jacq.*, além da realização de experimentos do programa de melhoramento genético e ensaios agronômicos.

O histórico da área estudada indica que os experimentos originais tiveram início em 1987 com a derrubada da floresta primária e plantio do dendezal para banco de germoplasma por meio do uso de motosserra e trator de esteira. Em 1999 foi utilizado herbicida para eliminar os dendezeiros, cuja decomposição ocorreu no local onde foram cultivados. Em 2000 foram plantados 389 dendezeiros, totalizando uma área de 2,72 ha, e que atualmente recebe podas, limpezas e colheitas periodicamente.

O histórico de adubação dos dendezais estudados registra fertilizações manuais com cloreto de potássio (KCl) nos anos de 2009 (1500 g planta⁻¹), 2010 (1500 g planta⁻¹) e 2012 (2000 g planta⁻¹), entre outros fertilizantes (Tabela 1).

3.2. Amostragem e caracterização do solo estudado

O solo estudado é o Latossolo Amarelo distrófico de textura muito argilosa que, segundo Guillaumet et al. (2003), aparecem em altitudes onde as cotas são maiores que 30 metros acima do nível dos cursos de água próximos.

As coletas das amostras de solo foram realizadas nas áreas do dendezal e da floresta primária a uma distância de cerca de 200 metros uma da outra. Foram realizadas coletas de amostras deformadas a cerca de 1 metro dos indivíduos escolhidos para determinação da granulometria e dos parâmetros químicos, e amostras indeformadas, para determinação da densidade do solo (D_s), macroporosidade, microporosidade, porosidade, retenção de água do solo e ensaios das curvas de distribuição de efluentes.

As coletas de solo deformado foram realizadas por meio de trado manual para obtenção de amostras em quatro faixas de profundidade (0-30, 30-50, 50-80 e 80-110 cm).

Para determinação da granulometria foram utilizadas amostras de terra fina seca ao ar (< 2 mm) após agitação lenta (12 horas) e dispersão química com solução NaOH 0,1 mol L⁻¹. A fração de areia foi separada em peneiras de 2 - 0,2 mm (areia grossa) e de 0,2 - 0,05 mm (areia fina). O teor de argila foi determinado pelo método da pipeta (TEIXEIRA et al., 2017) e o teor de silte estimado por diferença.

Para a determinação dos parâmetros químicos do solo (C orgânico, P, K⁺, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Fe²⁺, Zn²⁺, Mn²⁺, Cu²⁺, Al³⁺) foram utilizados os procedimentos analíticos da Embrapa (2009), conforme métodos apresentado na Tabela 2. Já a determinação do pH ocorreu em água utilizando relação solo:solução 1:2,5 após agitação e repouso por 30 minutos.

Tabela 2 – Metodologia utilizada para determinação dos parâmetros obtidos a partir de amostras deformadas de solo.

Parâmetro Químico	Extração por	Determinação por
Cálcio (Ca ²⁺) e Magnésio (Mg ²⁺)	Solução KCl 1 mol L ⁻¹	Espectrometria de absorção atômica
Alumínio (Al ³⁺)		
H+Al	Acetato de cálcio 0,5 mol L ⁻¹ a pH 7,0	Titulometria
Fósforo (P) e Potássio (K ⁺)	Solução de H ₂ SO ₄ 0,0125 mol L ⁻¹ + HCl 0,05 mol L ⁻¹	Fotometria de chama

Ferro (Fe), Manganês (Mn), Cobre (Cu), Zinco (Zn)		Absorção atômica
Acidez potencial (H+Al)	Solução de acetato de cálcio 0,5 mol L ⁻¹ a pH 7,0	Titulometria com solução NaOH 0,025 mol L ⁻¹
Fósforo disponível (P)	Extrator Mehlich-1	Espectrofotometria por meio da leitura da intensidade da cor do complexo fosfomolibdico produzido pela redução do molibdato de amônio com o ácido ascórbico
Carbono orgânico	-----	Titulação após oxidação por via úmida com dicromato de potássio (K ₂ Cr ₂ O ₇) 0,4 mol L ⁻¹

As coletas de solo indeformado foram realizadas pelo método do anel volumétrico (TEIXEIRA et al., 2017), onde foram utilizados cilindros de aço de 100 cm³ para amostragens nas profundidades de 0-10 e de 40-50 cm.

Para determinação da densidade do solo, as amostras foram secas em estufa a 105°C por 24 horas para determinação do conteúdo de massa de solo seco e posteriormente calculada conforme Teixeira et al. (2017):

$$Ds = \left(\frac{ms}{V} \right) \quad (21)$$

onde:

Ds = densidade do solo considerando a amostra com estrutura indeformada (g cm⁻³);

ms = massa de solo seco mesmo deformado ou compactado após centrifugação (massa da amostra mais a massa do anel, após secagem em estufa a 105 °C até atingir peso constante, subtraídas da massa do anel vazio, limpo e seco (g);

V = volume do cilindro, que corresponde ao volume original da amostra indeformada (cm³)

A porosidade total foi calculada pelo método direto também conforme Teixeira et al. (2017):

$$Pt = \frac{[(a-b)-(c-d)]}{e} \quad (22)$$

onde:

Pt – Porosidade total (m³ m⁻³).

- a – massa do conjunto amostra-cilindro-tecido-liga saturado (kg).
- b – massa do conjunto amostra-cilindro-tecido-liga seco a 105 °C (kg).
- c – massa do conjunto cilindro-tecido-liga saturado (kg).
- d – massa do conjunto cilindro-tecido-liga seco a 105 °C (kg).
- e – volume total da amostra (m³).

A microporosidade foi calculada por meio da expressão:

$$\text{Microporosidade (\%)} = \frac{100 \times (\theta_{pF1.8} - m_s)}{m_s} \quad (23)$$

A macroporosidade foi calculada por meio da expressão:

$$\text{Macroporosidade (\%)} = P_t - \text{microporosidade} \times 100 \quad (24)$$

Para determinação dos valores de retenção de água no solo, as amostras foram colocadas em uma bandeja e saturadas por meio da elevação gradual da lâmina d'água. Após a saturação, foi empregado o método da mesa de tensão para as baixas tensões, com o aumento sucessivo da tensão em 1, 10, 32 e 63 cm H₂O. Posteriormente, as amostras foram submetidas à tensão de 158000 cm H₂O na câmara de Richards, conforme método descrito por Teixeira et al. (2017).

As coletas do solo utilizadas para realização dos ensaios das curvas de distribuição de efluentes foram realizadas por meio de trado manual para obtenção de amostras deformadas nas profundidades de 0-20 e 20-40 cm.

3.3. Amostragem e análise da solução do solo

A solução do solo foi extraída por meio de um conjunto de tubos extratores de 20 mm de diâmetro contendo em suas extremidades uma cápsula extratora, a qual foi posicionada nas profundidades de 20, 40 e 100 cm a uma pressão de 60 kPa após a leitura do potencial da água no solo através de um tensiômetro automático (T4e - UMS Alemanha). As cápsulas foram instaladas a cerca 1,5 metro do estipe do dendezeiro e a uma distância de um metro entre si. Na floresta primária foram escolhidos pontos próximos a árvores de mais de 25 metros de altura obedecendo

ao mesmo procedimento de instalação das cápsulas extratoras no dendezeiro (Figura 16).

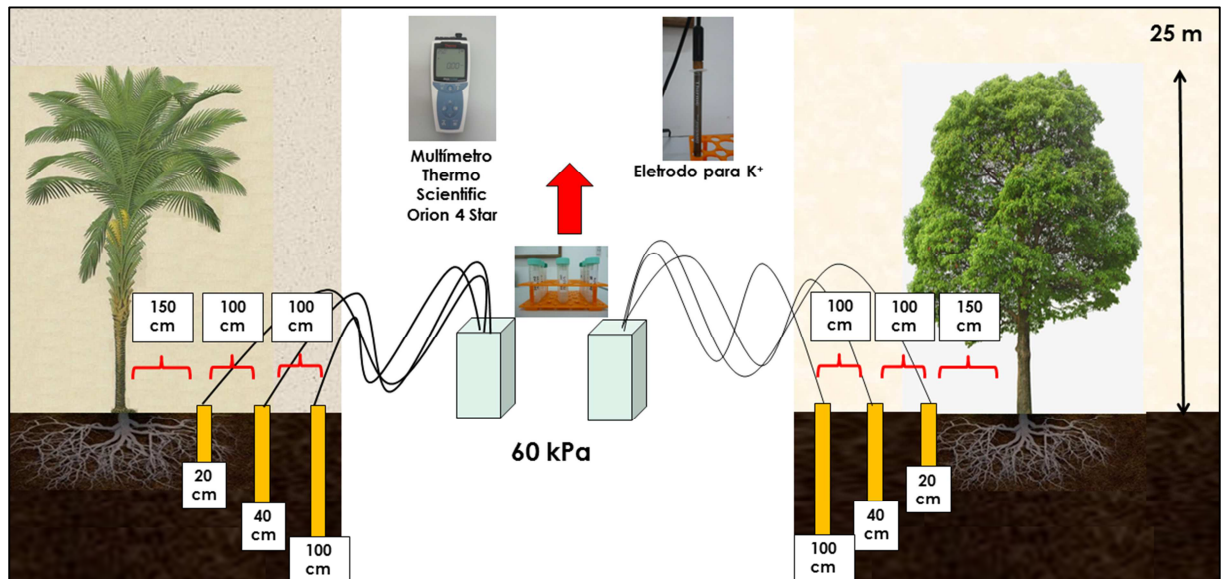


Figura 16 – Instalação dos tubos e cápsulas extratoras nos dendezaís e na floresta primária.

No procedimento de coleta, a cápsula de cerâmica porosa, contida em uma das extremidades do tubo, ficava em contato com o solo, enquanto que a outra extremidade do tubo se conectava a um sistema de mangueiras e capilares interligados aos recipientes coletores (frascos de 500 ml) para armazenamento da solução do solo. Estes recipientes coletores ficavam hermeticamente fechados e protegidos dentro de caixas plásticas.

Em seguida, as amostras coletadas eram fracionadas em duas sub-amostras, identificadas e guardadas em tubos de polipropileno (tubos falcon de 50 ml) e armazenadas sob refrigeração em caixas de isopor contendo gelo para posterior determinação da concentração de íon potássio através de leitura por fotometria de chama.

Foram realizadas 27 campanhas para coleta da solução do solo nas três profundidades (20, 40 e 100 cm) no dendezal não adubado, dendezal adubado e floresta primária.

3.4. Dados climatológicos

Foram utilizados os dados de precipitação obtidos por Encinas (2016) de uma estação micrometeorológica instalada na borda do dendezal.

Os dados utilizados no estudo estão no período compreendido entre 01/01/2015 e 30/06/2015, os quais foram utilizados para cálculo da precipitação efetiva no dendezal e na floresta primária.

3.5. Dados de evapotranspiração do dendezal e da floresta primária

Para estimar as taxas de evapotranspiração do dendezeiro e da floresta foi primeiramente realizada uma estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) para posteriormente estimar a evapotranspiração da cultura do dendê (ET_c).

A evapotranspiração de referência (ET_o) foi calculada pelo método de Penman-Monteith, descrito por Allen et al. (1998), utilizando os dados das variáveis climatológicas da estação meteorológica do INMET que fica instalada no CERU, cujo código é Rio Urubu A125.

A equação de Penman-Monteith para estimativa da ET_o é representada por:

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \frac{\gamma 900 U_2 (e_s - e_a)}{T + 273}}{\Delta + \gamma(1 + 0,34 U_2)} \quad (25)$$

onde Δ é a declividade da curva de pressão de vapor em relação à temperatura (kPa.°C⁻¹), R_n é o saldo da radiação diária (MJ.m⁻².dia⁻¹), G é o fluxo total de calor no solo (MJ.m⁻².dia⁻¹), e_s é a pressão de saturação de vapor (kPa), "ea" representa a pressão atual de vapor (kPa), U_2 é a velocidade do vento a 2 metros de altura (m), T é a temperatura média do ar (°C), γ é a constante psicométrica (kPa.°C⁻¹).

Quando os valores de R_n , G , U_2 e T são medidos em estação meteorológica, é necessário calcular os valores de Δ , γ , "es" e "ea". Assim, o valor de Δ é calculado pela equação 23:

$$\Delta = \frac{4098[0,6108 \exp(\frac{17,27T}{T+273,3})]}{(T+237,3)^2} \quad (26)$$

O coeficiente γ é calculado pela equação 24:

$$\gamma = 0,665 \cdot 10^{-3} P_{atm} \quad (27)$$

A P_{atm} diz respeito à pressão atmosférica local, que pode ser calculada com base na altitude local em metros (z) pela equação:

$$P_{atm} = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26} \quad (28)$$

A diferença de e_s e e_a é o déficit de saturação. Estes parâmetros são calculados utilizando as equações:

$$e_s = 0,6108 \exp \left[\frac{17,27T}{T+237,3} \right] \quad (29)$$

$$e_a = \frac{e_s UR}{100} \quad (30)$$

Após o cálculo das estimativas da ET_o com base nos dados climatológicos fornecidos pelo INMET, foram realizadas as estimativas da evapotranspiração da cultura (ET_c) por meio da equação 28:

$$ET_c = ET_o \cdot K_c \quad (31)$$

onde para o coeficiente da cultura (K_c) do dendezeiro foi utilizado o valor de 0,9 (CARR, 2011) e para floresta primária o valor de 1 (VILLA NOVA et al., 1976; BELK et al., 2007).

Os dados de ET_c foram calculados com periodicidade diária entre 01/01/2015 e 30/06/2015 para simulação no HYDRUS-1D, totalizando um período de 181 dias. Este intervalo de tempo foi definido de modo a abranger todo o período em que foram realizadas as 27 campanhas para coletas da solução do solo (05/01/2015 a 28/05/2015) nos dendezaís e na floresta primária.

3.6. Etapas da metodologia

A partir dos dados de caracterização do solo obtidos por Encinas (2016), o projeto foi desenvolvido em quatro etapas: (1) ajustes dos parâmetros de fluxo de água; (2) ensaios das curvas de distribuição de efluentes e obtenção e ajuste dos parâmetros de transporte de soluto; (3) simulação de fluxo de água e absorção de água pela raiz no HYDRUS-1D; e (4) estimativa de lixiviação de potássio no perfil do solo (Figura 17).

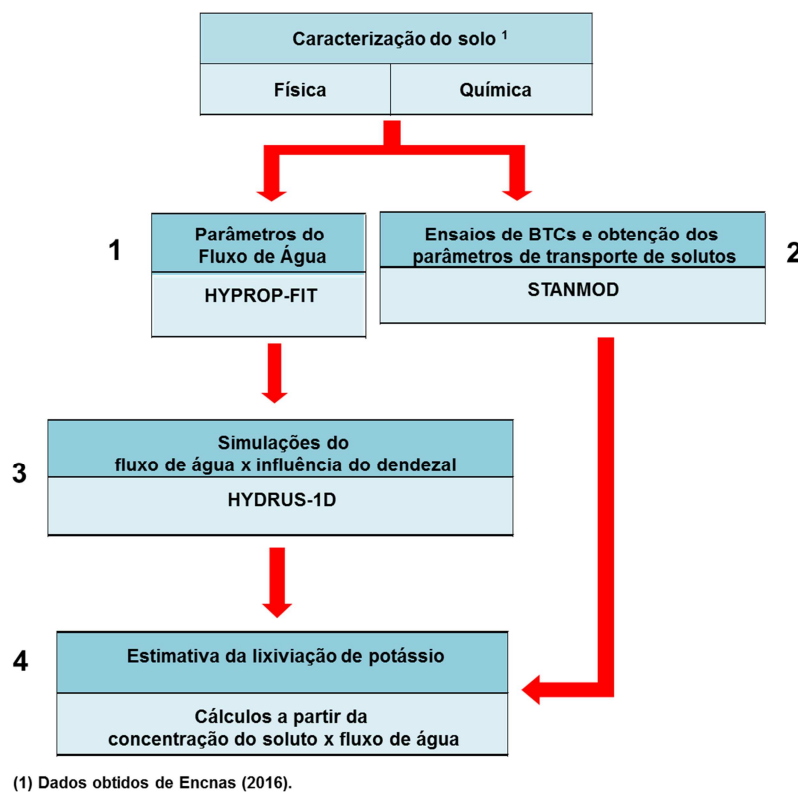


Figura 17 – Etapas da metodologia do estudo.

Os dados de caracterização do solo serviram de entrada no programa HYPROP-FIT (DURNER e PETERS, 2015) visando a parametrização das curvas de retenção de água no solo.

Amostras de solo também foram preparadas e utilizadas na etapa de ensaio das curvas de distribuição de efluentes, também denominadas de *breakthrough curves* (BTCs), desenvolvida no Laboratório de Contaminantes e Resíduos da Embrapa Solos, localizada na cidade do Rio de Janeiro/RJ.

Este ensaio avaliou as curvas de concentração relativa (C/C_0) pelo volume de poros (VP) do solo, cujos valores obtidos foram utilizados como dados de entrada no modelo STANMOD (ŠIMŮNEK et al., 1999) visando o ajuste dos parâmetros de transporte de solutos.

Foram utilizados os dados de precipitação, de evapotranspiração de referência e de evapotranspiração da cultura obtidos por Encinas (2016).

Finalmente, os parâmetros ajustados das curvas de retenção de água no solo, os dados meteorológicos, de evapotranspiração e das características do sistema radicular do dendezeiro (*Elaeis guineenses* L.) foram utilizados como dados de entrada no programa HYDRUS-1D (ŠIMŮNEK et al., 2013) para simulação do fluxo de água sob influência do vegetal.

Os resultados da simulação foram então interpolados com as concentrações de potássio medidas na solução do solo extraída em duas áreas de dendezal, uma sem e outra com aplicação de fertilizante, e em uma área de floresta, sem interferência humana. Os cálculos visaram obter estimativa do soluto lixiviado no perfil do solo e abaixo da zona da raiz dos dendezeiros e das árvores da floresta primária.

Os parâmetros de transporte de solutos obtidos no STANMOD foram utilizados para discussão do deslocamento do potássio no solo.

Todos os programas computacionais utilizados são programas de uso gratuito.

3.7. Entrada de dados para o programa HYPROP-FIT

O modelo HYPROP-FIT foi utilizado para ajustar numericamente os parâmetros da curva de retenção de água do solo do dendezal e da floresta. Para tal, foi selecionado o modelo de van Genuchten (1980) e inseridos os respectivos valores de retenção de água obtidos em laboratório.

Após os ajustes necessários e as inserções dos dados, o HYPROP-FIT apresentou os valores ajustados dos parâmetros físicos do solo para umidade volumétrica residual (θ_r) e umidade volumétrica saturada (θ_s); parâmetros adimensionais α (representa o inverso do potencial de entrada de ar), n (índice de distribuição do tamanho de poros), os quais determinam o formato da curva de

retenção, K_s , de condutividade hidráulica saturada e τ , que indica a tortuosidade. No ajuste, os valores de θ_s e de tortuosidade foram fixados e o programa foi novamente rodado.

Os valores ajustados dos parâmetros foram posteriormente utilizados como dados de entrada no programa HYDRUS-1D.

3.8. Elaboração das curvas de distribuição de efluentes

Os ensaios das curvas de distribuição de efluentes foram desenvolvidos no Laboratório de Contaminantes e Resíduos da Embrapa Solos, localizado no Rio de Janeiro - RJ.

As curvas de distribuição de efluentes relacionam a concentração relativa da solução de soluto (C/C_0) pelo volume de poros (VP) do solo percolados por esta solução, permitindo, assim, analisar o transporte do soluto através da obtenção dos parâmetros que regem sua movimentação no solo.

Para obtenção das BTCs, é necessário realizar um experimento com colunas, composto basicamente de quatro etapas sequenciais: (1) preparo do solo; (2) saturação da coluna; (3) lavagem da coluna; e (4) passagem da solução de soluto pela coluna (Figura 18).

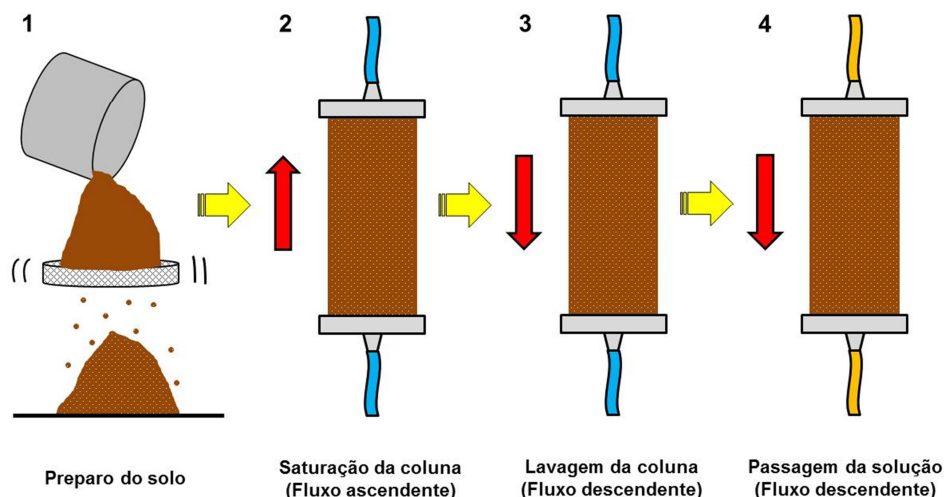


Figura 18 – Etapas de elaboração da curva de distribuição de efluentes
(Fonte: Hashimoto, 2018).

O efluente coletado ao final da etapa de passagem da solução corresponde à concentração relativa da solução de soluto (C/C_0). Posteriormente, a concentração

de potássio neste efluente deverá ser determinada utilizando-se de método de fotometria de chama.

3.8.1. 1ª Etapa: Preparo do solo e montagem das colunas

Nesta primeira etapa foi realizada a preparação de duas amostras de solo obtidas em diferentes profundidades: uma referente à camada superficial de 0 a 20 cm, e outra de uma camada mais profunda, de 20 a 40 cm. Nesta preparação, as amostras de solo foram secas, destorroadas e depois peneiradas em uma peneira de malha 2 mm, conforme técnica da TFSA (TEIXEIRA et al., 2017).

Após preparado, as amostras de solo foram armazenadas em dois recipientes diferentes para evitar a mistura entre elas.

No processo de montagem, foi colocado um filtro de manta Bidin® recortado em formato circular nos orifícios de entrada e de saída da coluna. Este procedimento teve como objetivo balancear o fluxo de água e evitar turbulências e carreamento de partículas de solo para fora da coluna.

Após montada, a coluna foi pesada ainda vazia, resultando em uma massa de 723g e 722g para as colunas das camadas de 0-20 cm e de 20-40 cm, respectivamente.

Posteriormente, com o auxílio de um béquer, foi realizado o preenchimento da coluna com a adição de solo em volumes de 6,28 cm³ que foram distribuídos em camadas uniformes de 2 cm de espessura. Para que fosse mantida uma homogeneidade, cada uma das camadas foi compactada por meio de leves batidas realizadas em disposição cruzada com um tubo plástico de fundo chato, visando manter a densidade do solo o mais próximo possível àquela encontrada no campo, de aproximadamente 1,01 g cm³. Foi padronizado um total de doze batidas para compactação de cada uma das camadas de solo que preencheram a coluna até a altura de 14 cm.

A opção por não encher o recipiente até a sua borda teve o objetivo de evitar turbulências de água, permitindo um fluxo constante e estável.

A coluna preenchida por solo com umidade volumétrica de aproximadamente 0,03 m³ m⁻³ foi então pesada, resultando em uma massa de solo de 289g e de 285g para as camadas de 0-20 cm e de 20-40 cm, respectivamente. Esta pesagem é

necessária para que posteriormente fosse possível calcular a porosidade do solo contido na coluna.

3.8.2. 2ª Etapa: Saturação da coluna

Na etapa de saturação da coluna foi imposto um fluxo ascendente de água deionizada lento e gradual com o objetivo de permitir a saída do ar preso entre os poros do solo, evitando a formação de bolhas de ar que possam prejudicar ou causar interferências no andamento das fases seguintes.

Para a realização desta etapa, foram utilizados os seguintes equipamentos: um galão para armazenamento de água deionizada, uma bomba elétrica peristáltica e uma coluna acrílica transparente de 15 cm de altura por 5 cm de diâmetro interno, com volume total de 274,75 cm³, além de mangueiras de borracha de 0,03 cm de diâmetro interno interligando cada um destes equipamentos.

Após a conexão das mangueiras entre os equipamentos e montagem de todo o aparato, foi estabelecida uma vazão de 4 mL min⁻¹ na bomba peristáltica, impondo um fluxo ascendente de água deionizada (Figura 19). Objetivou-se assim estabelecer uma percolação lenta da água ao longo do perfil da coluna, evitando a desagregação do solo, mantendo sua integridade e evitando a formação de fraturas ou canais preferenciais.

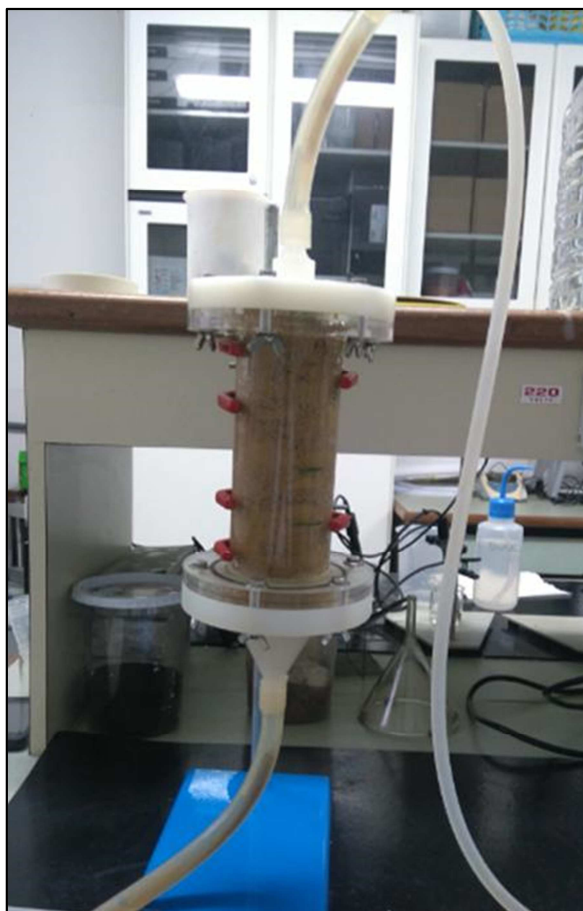


Figura 19 – Etapa de saturação de coluna.

O fluxo de água permaneceu constante até que o solo fosse totalmente saturado.

3.8.3. 3ª Etapa: Lavagem da coluna

Saturada a coluna, foi possível dar início à etapa de lavagem do solo, cujo objetivo foi remover todos os íons de solutos que estivessem presentes na solução do solo, evitando a interferência com a solução de potássio que seria aplicada na última etapa.

Para tal, foi mantido o mesmo aparato utilizado na etapa de saturação, sendo que o fluxo para passagem da água deionizada foi invertido, passando agora para o sentido descendente e sob a mesma vazão de 4 mL min^{-1} na bomba peristáltica.

A água deionizada de entrada teve sua condutividade elétrica (CE) medida, tendo sido estabelecido o valor inicial de $9,16 \mu\text{S cm}^{-1}$ e $4,35 \mu\text{S cm}^{-1}$ para a lavagem das camadas de 0-20 cm e de 20-40 cm, respectivamente.

Além disso, foi também monitorada a CE do efluente de saída para verificação do andamento do processo de lavagem e de estabilização do fluxo.

As alíquotas tiveram suas condutividades medidas em um condutivímetro da marca Orion Versa Star™ (Thermo, EUA).

A etapa teve duração de 24 horas e foi considerada finalizada quando as alíquotas apresentaram igualdade entre as condutividades das águas de saída e de entrada por três coletas consecutivas.

3.8.4. 4ª Etapa: Passagem da solução de soluto

Na quarta e última etapa do ensaio, foi mantida a mesma configuração do aparato da fase anterior, só que agora para passagem da solução de soluto (ou solução salina) nas concentrações de 2000 ppm e de 500 ppm de K^+ para as camadas de solo de 0-20 cm e de 20-40 cm, respectivamente (Figura 20).

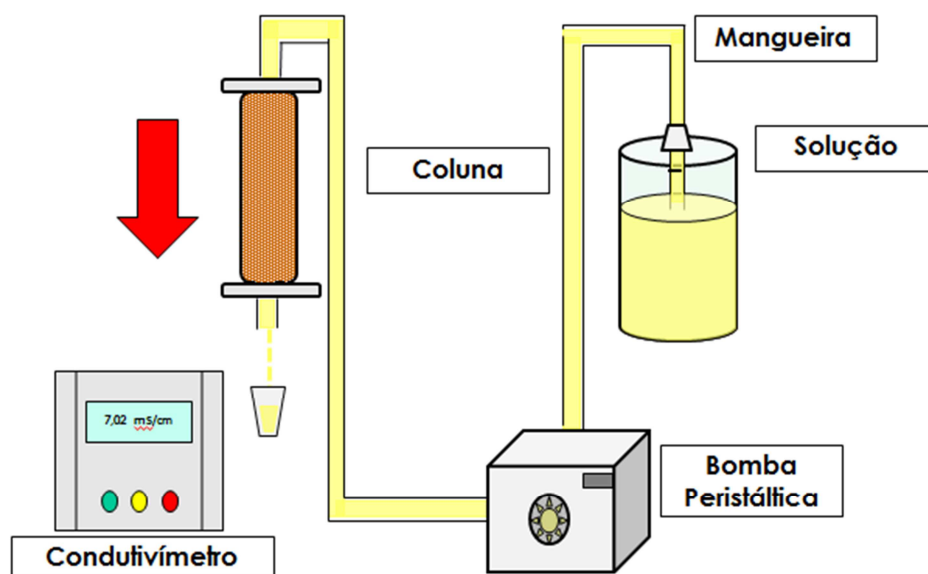


Figura 20 – Aparato dos ensaios das curvas de distribuição de efluentes (Fonte: Hashimoto, 2018).

A partir de uma ampla pesquisa bibliográfica, decidiu-se pela utilização de solução com concentração de 2000 ppm para a camada de 0-20 cm, pois verificou-se que esta concentração está próxima as utilizadas em ensaios de curvas de distribuição de efluentes com solos argilosos (MOREIRA et al., 2007; PINHO, 2009; SILVA et al., 2012; SANTOS, 2014; PINHO e MIRANDA, 2014; ANDRADE et al.,

2014). Além do mais, esta é a concentração média de fertilizante potássico utilizada em plantios de dendezeiros em Latossolos da Amazônia brasileira.

A concentração da solução foi posteriormente reduzida para 500 ppm na camada de 20-40 cm, tendo em vista que no ensaio com a camada superficial, foi verificado o maior potencial de lixiviação neste tipo de solo.

O procedimento foi semelhante ao da etapa de lavagem, com o fluxo da solução no sentido descendente e com a bomba peristáltica operando na vazão de 4 ml min⁻¹. Assim como na etapa anterior, o fluxo nesta vazão visou evitar a desagregação do solo e possibilitar uma percolação mais homogênea da solução.

A coleta das alíquotas se deu em frascos plásticos no volume de 25 ml, equivalente a 0,151 VP, até a estabilização do fluxo, tendo sido coletado um total de 23 alíquotas.

Assim como na fase anterior, esta etapa foi monitorada através da medição da CE, sendo considerada finalizada quando as concentrações de saída e de entrada obtiveram igualdade na condutividade elétrica por três coletas consecutivas.

Todas as alíquotas foram armazenadas em tubos plásticos numerados, que foram conservados em refrigeração até a medição de suas concentrações de potássio.

A porosidade foi calculada em função do volume da coluna preenchido por solo (275 cm³) e da porosidade do solo utilizado, em média 60% para os dois perfis, 0-20 e 20-40 cm (Equação 22). Conforme dito anteriormente, o volume das alíquotas para coleta de efluente foi de 25 mL, representando uma fração de 0,151 VP.

$$VP = V \cdot \alpha \quad (32)$$

onde: V é o volume da coluna, equivalente a 275 cm³, e α é o valor decimal adimensional de 60,23%, ou seja, 0,6023.

O valor obtido para o VP do solo em questão foi de 165 cm³ para ambas as camadas de solo, 0-20 cm e 20-40 cm.

3.9. Análise química do efluente

As determinações das concentrações de potássio das amostras de efluentes (concentração relativa) foram analisadas no Laboratório de Fertilizantes da Embrapa Solos do Rio de Janeiro/RJ através de fotometria de chama utilizando fotômetro Digimed DM-62 (Fabricante, Brasil), detalhes do método são disponíveis em Teixeira et al. 2017.

Os valores de concentração relativa (C/C_0) das amostras de efluentes foram correlacionados com o correspondente volume de poros percolados. Estas informações foram organizadas em uma tabela para posteriormente serem inseridas como dados de entrada no programa STANMOD visando à obtenção das curvas de distribuição de efluentes e dos parâmetros de transporte de solutos.

3.10. Informações computacionais para as simulações

As informações da geometria e parâmetros da curva de retenção de água no solo, juntamente com os dados de precipitação efetiva, de evapotranspiração da cultura (ET_c) e das características da vegetação, foram inseridos no HYDRUS-1D para realização das simulações de fluxo de água no solo.

Já os dados obtidos a partir dos ensaios com colunas de solo realizados em laboratório foram inseridos no modelo computacional STANMOD para obtenção dos parâmetros de transporte de soluto, necessários à compreensão da movimentação dos íons de potássio nos perfis de solo argiloso estudado.

3.10.1. Entrada de dados para o programa STANMOD

O programa STANMOD foi utilizado para ajustar os parâmetros de transporte do íon potássio no solo com base nos valores de concentração deste soluto nos efluentes coletados e nos dados experimentais das colunas de solo obtidos em laboratório.

Assim, foram então escolhidos o modelo CFITIM (VAN GENUCHTEN, 1981), o código de adsorção de equilíbrio linear (condições de contorno de primeiro tipo) e o tipo problema inverso.

O modelo CFITIM é um código que analisa dados de efluentes obtidos em colunas usando soluções analíticas de equações unidimensionais de equilíbrio e de equilíbrio advectivo-dispersivo, sendo de fácil uso, eficiente e preciso para determinar vários parâmetros de transporte e otimizando dados de efluentes de colunas.

O modelo de adsorção de equilíbrio linear é aquele cuja relação entre as concentrações adsorvidas e da solução é descrita por uma isoterma linear (VAN GENUCHTEN, 1981). Por sua vez, a opção de “problema inverso” foi utilizada considerando que já se dispunha dos valores de volume de poros (VP) e de concentração relativa (C/C0) obtidos a partir dos ensaios de BTCs. A análise inversa não permite apenas uma comparação *a posteriori* das simulações numéricas e dos dados experimentais em termos qualitativos, mas também facilita o sinergismo entre o trabalho teórico e o experimental durante o estudo a fim de obter o máximo de informação dos problemas físicos a serem considerados (BECK, 1999).

As condições de contorno de primeiro tipo são aplicáveis quando se pretende obter concentrações médias de fluxo típicas de um BTC, tal como quando o efluente é coletado da coluna.

A seleção do modelo CFITIM de solução inversa exige a apresentação das estimativas iniciais do número de Peclet (P), do fator de retardamento (R) e do comprimento de pulso adimensional, para os quais foram informados os valores iniciais de 100, 1 e 100, respectivamente. Na sequência, foram inseridos os valores de VP e C/C0 obtidos em laboratório (Apêndice A).

Finalmente, após realizada a simulação, o programa STANMOD fornece os valores ajustados do número de Peclet (P) e do fator de retardamento (R). A partir destes parâmetros, foram determinados os valores do coeficiente de dispersão (D) e de dispersividade (λ) conforme Andrade et al. (2014).

$$D = \frac{v.L}{P} \quad (33)$$

onde:

D = dispersão (cm² min);

v = velocidade da água (cm min⁻¹);

L = comprimento da coluna de solo (cm);

P = número de Peclet (adimensional).

$$\lambda = \frac{D}{VP} \quad (34)$$

onde:

λ = dispersividade (cm).

Ressalta-se que os valores destes parâmetros variam de um tipo de solo para outro, o que torna muito importante determiná-los para que seja possível simular a movimentação de solutos no solo.

3.10.2. Análise de desempenho do programa STANMOD

Para validação dos resultados fornecidos pelo STANMOD, foi utilizado o RMSE (*root mean square error*), que analisou o desempenho para os resultados obtidos para as curvas de distribuição de efluentes geradas pelo programa.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2}{N}} \quad (35)$$

O RMSE permite medir a diferença entre valores preditos por um determinado modelo e os valores realmente observados no ambiente e que estão sendo simulados no programa. Segundo Hallak e Pereira Filho (2011), o RMSE é comumente utilizado para expressar a acurácia dos resultados numéricos com a vantagem de que pode apresentar valores do erro nas mesmas dimensões da variável analisada.

A partir da validação das curvas de distribuição de efluentes foi possível verificar a precisão do ajuste dos valores dos parâmetros de transporte de solutos fornecidos pelo STANMOD em comparação com os valores reais obtidos a partir das curvas de distribuição de efluentes.

3.10.3. Entrada de dados para o programa HYDRUS-1D

Para as simulações de fluxo de água no HYDRUS-1D, foram adotados o modelo de problema direto e um perfil de 120 cm de profundidade para dois materiais de solo.

O tempo de simulação foi de 181 dias com dados diários. Esse mesmo período foi considerado para as condições de contorno variáveis no tempo.

O modelo hidráulico utilizado foi o unimodal de van Genuchten-Mualem (1980) não se considerando o fenômeno de histerese. Os valores de retenção de água no solo do dendezeal e da floresta ajustados no HYPROP-FIT foram inseridos como dados de entrada para a modelagem do fluxo de água.

Como condições atmosféricas variáveis, foi considerado "acúmulo de água na superfície", com altura máxima de 10 cm de água acumulada, e como condição de contorno inferior a opção "drenagem livre". A condição inicial adotada foi a de "potencial de pressão" a -100 cm H₂O em todo o perfil do solo.

O modelo de absorção de água pela raiz utilizado foi o de Feddes et al. (1978) com índice crítico de estresse igual a 1. Os valores dos parâmetros de Feddes utilizados para dendezeiro foram obtidos de Askri et al. (2014), sendo 0 cm H₂O (PO), 0 cm H₂O (POpt), -500 cm H₂O (P2H), -700 cm (P2L) e -15000 cm H₂O (P3) para dendezeiro. Para floresta primária, foram utilizados os valores de Markewitz et al., (2010), onde 0,0 cm H₂O (PO), -101 cm H₂O (POpt), -3059 cm H₂O (P2H) e -15.295 cm H₂O (P3).

Para as condições de contorno variáveis no tempo, foram calculados e inseridos os valores diários de precipitação efetiva conforme a equação abaixo:

$$PE = PT - Pi \quad (36)$$

onde

PE = precipitação efetiva (mm)

PT = precipitação total (mm)

Pi = interceptação da precipitação pluviométrica pelo vegetal (mm).

A interceptação da precipitação pluviométrica do dendezal (P_i) foi calculada conforme equação proposta por Henson e Harun (2005).

$$P_i = IAF \times cap \quad (37)$$

Sendo que P_i baseia-se no índice de área foliar (IAF) e na capacidade de armazenamento de água no dossel do vegetal (cap). Para o dendezeiro foi considerado um IAF correspondente a 4 (NOOR e HARUN, 2004), enquanto que para a floresta primária adotou-se 5 (MCWILLIAM et al., 1993; CARREIRE et al., 2005).

A capacidade de armazenamento de água do dossel do dendezal foi considerada 0,135 mm (SQUIRE, 1984; DUFRENE et al., 1992), obtendo-se um P_i de 0,54. Para a floresta primária, foi considerado o valor de 0,123 mm (LLOYD et al.; 1988; TANI et al., 2003b), obtendo-se o valor de 0,61.

Nessas condições, toda chuva com pluviosidade menor que 0,54 mm é tida como interceptada pela copa dos dendezeiros, enquanto que somente aquelas com pluviosidade maior que 0,54 mm têm seu saldo excedente de água chegando ao solo. O mesmo em relação à floresta primária para as chuvas com pluviosidade de 0,61 mm.

Finalmente, a evapotranspiração da cultura (ET_c) foi calculada considerando os valores diários de evapotranspiração potencial (ET_o) multiplicada pelo coeficiente da cultura, conforme cálculo já apresentado anteriormente (Equação 31).

Os resultados de ET_c obtidos foram inseridos na coluna correspondente à transpiração do vegetal, enquanto que os valores de evaporação foram considerados como zero.

A distribuição do enraizamento do dendezeiro foi baseado em Schroth et al. (2000) com a seguinte proporção para as respectivas profundidades do solo: 0,45 (0-10 cm), 0,18 (10-20 cm), 0,21 (20-30 cm), 0,11 (30-50 cm) e 0,02 (50-120 cm). Para a floresta primária, considerou-se que as raízes das árvores eram mais profundas, assumindo-se a seguinte densidade de enraizamento: 0,45 (0-10 cm), 0,18 (10-20 cm), 0,21 (20-30 cm), 0,11 (30-50 cm), 0,05 (50-100 cm) e 0,02 (100-120 cm).

Por fim, os nós de observação foram inseridos nas mesmas profundidades onde ocorreram as coletas de solução do solo: 20 cm, 40 cm e 100 cm. Sendo assim, considerou-se que todo potássio que ultrapassasse a profundidade de 100 cm seria considerado como lixiviado, pois não estaria mais disponível à absorção da maior parte da zona absorvente da raiz.

3.11. Cálculo da Estimativa de Lixiviação de Potássio no Solo

A estimativa da lixiviação de potássio foi calculada com base na concentração medida para este soluto nas coletas realizadas entre janeiro e maio de 2015 e no volume acumulado de água ao longo do período de 181 dias para as profundidades de 20, 40 e 100 cm nos solos do dendezal e da floresta.

O cálculo foi realizado partindo da premissa de que a concentração de potássio na solução do solo manteve-se constante da data em que foi coletada até a data da próxima amostragem. Esta concentração de potássio foi então multiplicada pela diferença do volume de água que passou por determinada profundidade dentro do período entre as coletas. Este volume de água foi obtido do programa HYDRUS-1D, que fornece os resultados do volume acumulado de água (*bottom flux*) nas três profundidades de solo estudadas para os períodos escolhidos.

Os valores obtidos foram considerados como a quantidade de potássio lixiviado em cada uma das três profundidades observadas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Caracterização do solo

Os resultados das análises da granulometria, das características físicas e de retenção de água do solo são apresentados nas tabelas a seguir.

Tabela 3 – Granulometria do solo da área de estudo (adaptado de Encinas, 2016).

Prof. (cm)	Areia Grossa (2,00-0,20mm)	Areia Fina (0,20-0,05mm)	Areia Total (2,00-0,05mm)	Silte (0,05-0,002mm)	Argila (<0,002mm)	Classe Textural *
	----- g kg ⁻¹ -----					
0-30	69	26	95	184	721	MA
30-50	54	21	75	131	795	MA
50-80	49	18	67	89	844	MA
80-110	46	18	64	88	848	MA

(*) MA = Muito argiloso.

Tabela 4 – Características físicas do solo da área de estudo (adaptado de Encinas, 2016).

Profundidade cm	Densidade do solo ---- Mg m ⁻³ ---	Microporos ----- % -----	Macroporos ----- % -----	Pt
0 - 10	1,01	37,69	23,37	61
40 - 50	1,09	37,13	21,00	58

Pt = Porosidade total

Tabela 5 – Valores de retenção de água do solo da área do dendezeal e da floresta primária (Adaptado de Encinas, 2016).

Camada (cm)	Tensões (cm H ₂ O)				
	1	10	32	63	158000
	----- Umidade volumétrica m ³ m ⁻³ -----				
	----- Dendezeal -----				
0-10	0,54	0,46	0,40	0,38	0,27
40-50	0,52	0,47	0,42	0,39	0,30
	----- Floresta Primária -----				
0-10	0,56	0,41	0,40	0,37	0,23
40-50	0,56	0,46	0,43	0,39	0,30

Os teores de argila aumentaram com a profundidade, estando sempre acima de 700 g kg^{-1} , o que equivale a mais de 70% da constituição do solo, evidenciando a característica muito argilosa do solo.

Os valores de densidade do solo, microporos e macroporos não apresentaram variações significativas entre as duas profundidades estudadas. No entanto, a Pt apresentou valores menores na camada subsuperficial, provavelmente decorrente do sistema radicular fasciculado do vegetal, cujo volume é maior nos primeiros 40 cm de profundidade (MÜLLER & ANDRADE, 2010). Esta característica provavelmente facilitaria uma maior agregação do solo na camada subsuperficial.

Em relação aos parâmetros químicos (Tabela 6), a CTC apresentou valores baixos em todos os perfis de solo, sendo que os maiores valores foram encontrados nas camadas superficiais de ambos os ambientes em decorrência da matéria orgânica acumulada sobre o solo. Estes resultados mostram-se alinhados com os valores obtidos para carbono orgânico, cujos maiores valores foram encontrados para as camadas superficiais do dendezeiro, provavelmente devido à deposição de matéria orgânica proveniente do próprio vegetal, e da floresta primária devido à serapilheira formada sobre o solo.

O pH apresentou caráter bastante ácido, sempre abaixo de 4,4 em todas as profundidades de ambos os solos, possivelmente decorrente das altas concentrações de alumínio, cujos valores tendem a ser mais altos em solos com pH abaixo de 5,0, o que torna esse elemento mais solúvel, aumentando a lixiviação de potássio e nitrogênio (MIGUEL et al., 2010).

Os valores de potássio foram maiores em toda a profundidade do solo do dendezal, possivelmente devido às fertilizações potássicas realizadas em anos anteriores (ENCINAS, 2016). Para a floresta primária, os maiores valores de potássio foram encontrados na camada superficial, decorrentes da decomposição da matéria orgânica e da lavagem das folhas das árvores pelas chuvas.

O pH apresentou caráter bastante ácido, sempre abaixo de 4,4 em todas as profundidades dos solos do dendezal e da floresta primária.

Tabela 6 - Características químicas dos solos do dendeza e da floresta primária (adaptado de Encinas, 2016).

Prof.	pH	C ⁽¹⁾	P	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al ⁽²⁾	SB ⁽³⁾	T ⁽⁴⁾	V ⁽⁵⁾	m ⁽⁶⁾	Fe	Zn	Mn	Cu
cm	H ₂ O	g kg ⁻¹	mg dm ⁻³	---	-----	-----	cmol _c dm ⁻³	-----	-----	-----	%	-----	-----	mg dm ⁻³	-----	-----
Dendeza																
0-30	4,4	22	90	36	0,70	0,18	1,7	6	1,0	7	14,1	62	268	16	2	4
30-50	4,3	11	34	31	0,27	0,09	1,7	5	0,5	5	8,9	79	222	6	1	1
50-80	4,2	7	15	23	0,15	0,07	1,5	3	0,3	4	7,4	85	108	3	0	0
80-110	4,2	7	6	15	0,09	0,06	1,3	3	0,2	3	7,9	86	49	2	0	0
Média	4,2	11,6	39,75	26,42	0,30	0,01	1,5	4,2	0,48	4,6	9,6	78	162	7	1	2
Floresta Primária																
0-30	3,7	37	2	25	0,04	0,10	3,5	11	0,3	11	2,6	93	378	0	0	0
30-50	4,1	16	1	9	0,03	0,07	2,0	5	0,2	5	2,8	93	316	0	0	0
50-80	4,2	10	1	5	0,03	0,05	1,6	4	0,1	4	3,0	93	191	0	0	0
80-110	4,2	7	1	3	0,02	0,05	1,2	3	0,1	3	2,8	93	98	0	0	0
Média	4,0	17,4	1,19	10,58	0,03	0,07	2,1	5,7	0,16	5,8	2,8	93	246	0	0	0

(1) Carbono orgânico; (2) acidez potencial; (3) soma de bases; (4) CTC a pH 7,0; (5) saturação por bases; (6) saturação por alumínio.

4.2. Curvas de retenção de água no solo

As curvas de retenção de água foram determinadas para as profundidades de 20 cm e 40 cm para os solos do dendezal e da floresta primária foram determinadas no programa HYPROP-FIT (Figura 21).

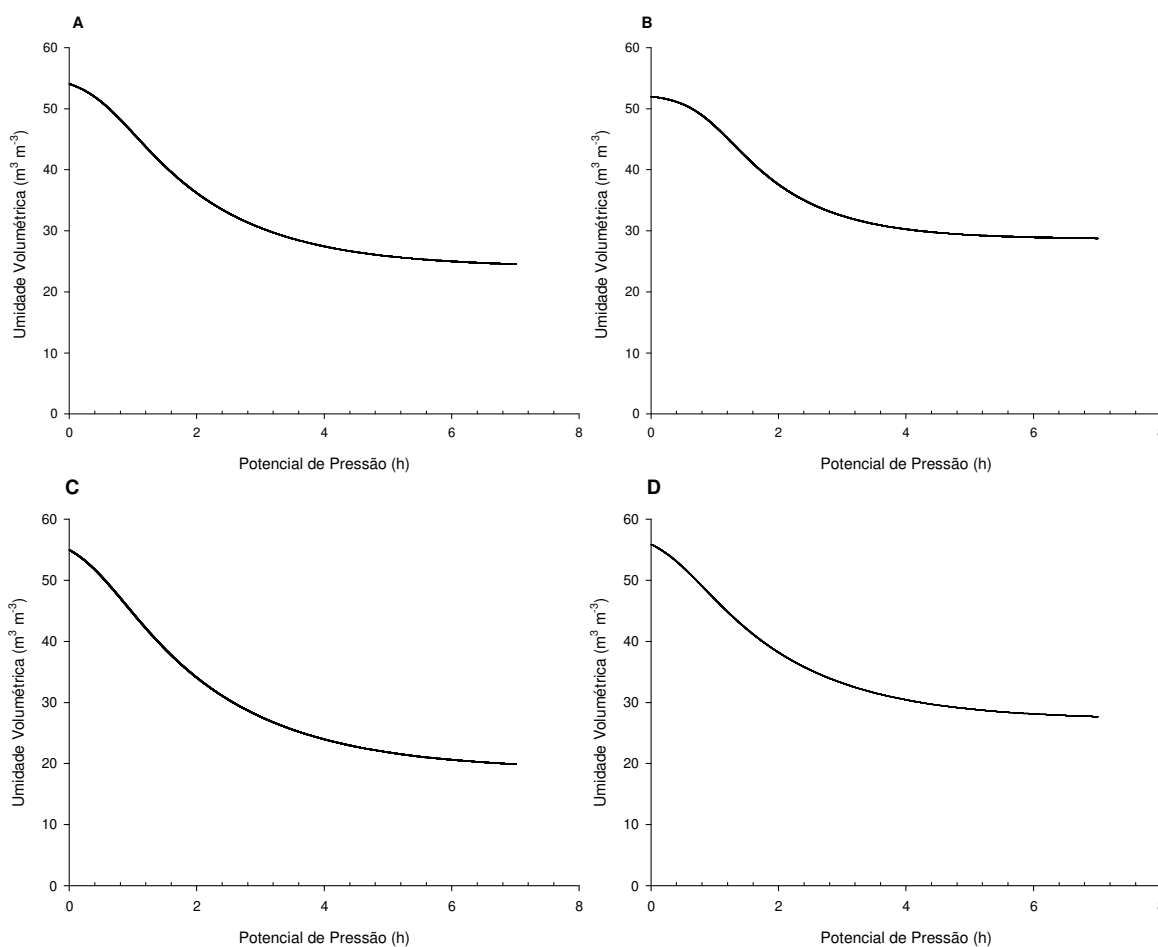


Figura 21 – Curvas de retenção de água no Latossolo Amarelo muito argiloso nas camadas de 0-20 cm (A) e 20-40 cm (B) no dendezal e no solo da floresta primária nos perfis de 20 cm (C) e 40 cm (D).

De uma maneira geral, os solos apresentaram umidade volumétrica saturada de pouco mais de $0,50 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ para as duas profundidades em ambos os ambientes.

Essa alta capacidade de retenção de água se deve, possivelmente, à textura do solo, onde predomina a fração argila, e à porosidade do solo, com grande quantidade de macroporos.

A percolação de água também é alta, tendo em vista que o solo apresenta alta floculação de argilas, permitindo fluxos de água semelhantes aos de solos arenosos (TEIXEIRA, 2001).

O HYPROP-FIT apresentou os valores dos parâmetros das curvas de retenção ajustados (Tabela 7).

Tabela 7 – Parâmetros das curvas de retenção de água dos solos do dendezeal e da floresta primária ajustados no HYPROP-FIT.

Camada (cm)	θ_r (-)	θ_s (-)	Alpha (1/cm)	n (-)	l (-)
----- Dendezeal -----					
0-10	0,24	0,55	0,31	1,27	0,5
40-50	0,28	0,52	0,13	1,37	0,5
----- Floresta Primária -----					
0-10	0,27	0,57	0,30	1,24	0,5
40-50	0,23	0,58	0,20	1,26	0,5

No entanto, devido a esta característica do Latossolo Amarelo muito argiloso, o programa não conseguiu ajustar os valores de condutividade hidráulica saturada. Nesse caso, para inserção e simulação do fluxo de água no programa HYDRUS-1D, foram adotados os valores de 200 cm dia e 100 cm dia (TEIXEIRA, 2001) para os Solos 0-20 cm e 20-40 cm, respectivamente.

No entanto, para os parâmetros das curvas de retenção de água, o HYPROP-FIT apresentou 97,5% de confiabilidade nos dados ajustados. A avaliação das incertezas dos parâmetros estimados é realizada por meio de uma aproximação linear da matriz de covariância dos parâmetros estimados (OMLIN e REICHERT, 1999) e os resultados obtidos mostraram um ajuste adequado apresentado pelo programa.

4.3. Curvas de distribuição de efluentes

As curvas de distribuição de efluentes foram obtidas para as simulações com solução de potássio nas concentrações de 2000 ppm de K na amostra de solo coletada na superfície (Solo 0-20cm), e de 500 ppm para a amostra de solo coletada em subsuperfície (Solo 20-40cm) (Figura 22)..

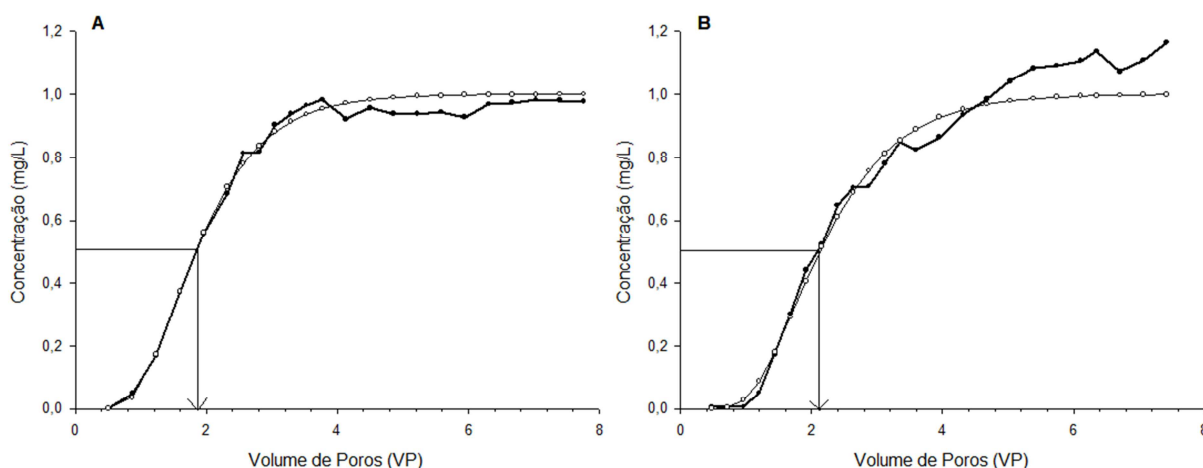


Figura 22 – Curvas de distribuição de efluentes observadas (linhas grossas) e preditas (linhas finas) para deslocamento de potássio a 2000 ppm no Solo 0-20 cm (A) e a 500 ppm no Solo 20-40 cm (B).

As curvas de distribuição de efluentes foram avaliadas por meio do método RMSE, onde foram obtidas médias de 2,44 e 6,26 para o Solo 0-20 cm e o Solo 20-40 cm, respectivamente. Estas médias foram baixas nas duas simulações, visto que seus resultados foram muito próximos dos resultados obtidos nas concentrações de potássio dos efluentes coletados, caracterizando um adequado índice de concordância do modelo.

Ambos os horizontes de solo apresentaram baixa capacidade de interação com o íon potássio, o que pode ser observado pelas curvas de distribuição que se encontram deslocadas para a esquerda.

A sinalização da interação entre os íons e o solo é dada pelas setas localizadas nos gráficos e que indicam a relação entre a concentração relativa (C/C_0) da solução de potássio utilizada, equivalente a 0,5, pelo volume de poros da coluna (VP).

Segundo Nielsen & Biggar (1962), um primeiro indicativo de que existe interação entre o soluto e o solo é o número de volume de poros correspondente à concentração relativa de 0,5. Quando o valor do número de volume de poros correspondente à concentração for igual a 1, significa que não há interação entre o soluto e o solo; quando for maior do que 1 significa que há interação, ou seja, quando a solução passa no solo, parte do soluto é adsorvida pelo mesmo. Esta baixa interação possivelmente resulta do baixo teor de matéria orgânica, que não é capaz de reter o potássio na matriz do solo.

Embora de característica muito argilosa (teor de argila $> 700 \text{ g kg}^{-1}$), o solo estudado apresenta na assembleia mineralógica da fração argila o predomínio de caulinita. Nesse caso, ainda que ocorra a predominância de cargas negativas, a caulinita reduz a reatividade do solo com o potássio devido a menor área superficial específica (SE) deste argilomineral, a reduzida CTC e os baixos teores de matéria orgânica.

A caulinita é composta por alumínio, silício, oxigênio e hidroxila. Tem estrutura simples de camadas 1:1 em que não ocorrem substituições por outros íons, visto que não há deficiência de carga em sua estrutura (CASTRO et al., 2014), resultando em uma menor capacidade de retenção de cátions monovalentes, tal qual o K, conforme observado em estudo de permutabilidade de cátions metálicos realizado por Couceiro e Santana (1999) em Latossolo Amarelo amazônico.

No ensaio de colunas, o Solo 0-20 cm, com solução a 2000 ppm, atingiu sua saturação a 5,5 VP. Isto significa que o solo saturou após 5,5 vezes a passagem da solução pelo volume de poros vazios contido no respectivo solo da coluna. O Solo 20-40 cm, com solução a 500 ppm, demorou um pouco mais para chegar à saturação, atingida a 6 VP.

Estes resultados mostraram que uma solução mais concentrada tende a apresentar interação mais rápida dos íons à matriz do solo. Além disso, outro fator que possivelmente pode ter contribuído para essa rápida retenção de íons no Solo 0-20 cm foi a maior quantidade de matéria orgânica presente nesta camada superficial, aumentando o potencial de adsorção.

A matéria orgânica apresenta cargas de superfície que contribuem para o aumento da CTC do solo e, devido a sua alta reatividade, regula a disponibilidade de vários nutrientes. Os valores mais altos de CTC nesta camada superficial também possibilitaram o aumento da adsorção de potássio. Em ambientes tropicais, a adsorção de solutos proporciona efeitos benéficos à física e química dos solos devido a melhor agregação e retenção de água, maior CTC e disponibilidade de nutrientes (ZANDONADI et al., 2014).

No Solo 20-40 cm, a saturação ocorreu aos 6 VP devido à sua baixa adsorção aos íons de soluto, visto que neste perfil subsuperficial ocorrem menores teores de matéria orgânica e CTC (ENCINAS, 2016), apresentados na Tabela 6. Esta

característica faz com que ocorra uma maior liberação de H^+ no solo, tornando-o mais ácido e, conseqüentemente, reduzindo seu poder de retenção de íons.

A condutividade hidráulica dos Latossolos Amarelos da Amazônia Central é bastante alta (TEIXEIRA, 2001), tendo sido estimados valores de entre 100 a 200 cm dia, respectivamente. Isto em conjunto com a baixa densidade do solo e conseqüente alto volume de vazios, constituído em sua maior parte por macroporos, é outro fator que pode resultar em uma alta taxa de lixiviação de solutos.

A Tabela 8 mostra os resultados obtidos para os parâmetros de transporte de solutos ajustados no STANMOD.

Tabela 8 – Valores dos parâmetros de transporte de solutos para Latossolo Amarelo Distrófico muito argiloso nos Solos 0-20 cm e 20-40 cm.

Horizonte do solo (cm)	Número de Peclet (P)	Fator de retardamento (R)	Coefficiente de Dispersão (D) (cm ² min)	Dispersividade (λ) (cm)
Solo 0-20	10,31	2,01	0,45	1,36
Solo 20-40	10,33	2,32	0,45	1,36

Os resultados obtidos para o número de Peclet (P) nos Solos 1 e 2 foram relativamente iguais, 10,31 e 10,33, respectivamente, mostrando que o soluto se movimentou por advecção, evidenciando um transporte passivo de potássio levado pela água que percolou no solo.

Conforme sugerido por Parlange et al. (1992), os valores obtidos para P podem ser considerados confiáveis, visto que o valor ajustado para este parâmetro deve ser maior do que quatro.

Embora de textura muito argilosa, o transporte de soluto no solo estudado apresentou comportamento semelhante a alguns tipos de solos com predominância arenosa, tal como em trabalhos desenvolvidos por Assis et al. (2014) e Andrade et al. (2014) com Planossolo Háplico e Pinho e Miranda (2014) com Latossolo Vermelho-Amarelo. Estes últimos atribuíram o movimento advectivo de soluto à macroporosidade do solo estudado, cuja predominância de areia (81%) influenciou diretamente na infiltração da água no solo.

Os Latossolos Amarelos argilosos e muito argilosos da Amazônia Central apresentam um comportamento denominado de “pseudoareias” devido à alta floculação das argilas em estado natural, fazendo com que os fluxos de solos

saturados e próximos da saturação sejam similares ao de solos de textura mais grossa (TEIXEIRA, 2001).

Os valores do fator de retardamento (R) são reduzidos, entre 2,01 e 2,32 para as camadas de 0-20 cm e 20-40 cm, respectivamente, evidenciando a baixa interação dos íons de potássio com o solo. Neste caso, ainda que considerando a diferença de concentração de soluto e o mesmo fluxo utilizado em ambos os ensaios (4 mL min^{-1}), a priori, a retenção de íons deveria ocorrer com mais intensidade na camada superficial de solo devido à maior presença de matéria orgânica. Todavia, isto não ocorreu, visto que o fator de retardamento foi maior para a camada 20-40 cm, atingindo o valor de 2,32.

Conforme constatado por Netto et al. (2012), solos pobres em nutrientes e com elevada acidez, que é o caso do Latossolo estudado, ainda que com teores de matéria orgânica e de argila, podem apresentar baixa CTC, demonstrando uma baixa capacidade de retenção de cátions, assim como uma baixa atividade de argilas, formadas por caulinita e óxidos de Fe. Estes autores relacionaram estas características com os baixos valores encontrados para R, entre 1,00 e 1,85, para várias amostras de Latossolo Amarelo com teores de argila variando entre 230,4 a $437,7 \text{ g kg}^{-1}$.

Outros trabalhos também constataram, que os altos teores de argila foram os responsáveis pelos baixos valores de R. Silva et al. (2012), em ensaios com vinhaça ($2934 \text{ mg K}^+ \text{ L}^{-1}$) em um Nitossolo Vermelho eutrófico com teores de argila de 410 g kg^{-1} , encontrou $R = 1,396$; enquanto que Ferreira et al. (2006), em ensaios com água residuária de café conilon, em cuja composição predomina o potássio, obtiveram $R = 2,58$ para Latossolo Vermelho-Amarelo (teor de argila de 540 g kg^{-1}).

Outro fator que pode contribuir para um baixo R em solos argilosos está relacionado à predominância de cargas positivas, que repelem os íons de potássio, fazendo com que o risco de contaminação de águas subterrâneas seja maior (DONAGEMMA et al., 2008).

Os valores do coeficiente de dispersão-difusão (D) obtidos para a camada de 20 cm e 20-40 cm ficaram em $0,45 \text{ cm}^2 \text{ min}^{-1}$ para ambas as profundidades, o que pode ser evidenciado pela maior inclinação na curva de distribuição de efluentes, tornando mais estreita a faixa de mistura entre a solução deslocadora e deslocada.

Assim, a concentração relativa torna-se maior em relação aos acréscimos no número de volume de poros (NIELSEN e BIGGAR, 1962).

Uma provável explicação para os valores encontrados para D pode ser atribuída à baixa velocidade de avanço da solução de potássio, conforme constatado por Martinez et al. (2001) em estudo de movimentação de zinco no horizonte B argiloso de Latossolo Vermelho-Amarelo e Podzólico Vermelho-Amarelo, onde obtiveram $D = 0,852$ e $0,787$, respectivamente.

Fenômeno semelhante foi verificado por Andrade et al. (2011), que obtiveram $D=0,84 \text{ cm}^2 \text{ min}^{-1}$ em trabalhos sobre percolação de solução de potássio em Planossolo Háplico de textura arenosa.

Outros fatores que também podem influenciar na dispersão do soluto na matriz do solo são o coeficiente de difusão do soluto em água, a dispersividade e o menor comprimento da coluna de eluição (RIBEIRO et al., 2011). A influência de tais fatores foi verificada por Alcântara e Camargo (2010) em trabalho envolvendo o transporte de nitrato em Nitossolo Vermelho eutrófico e Latossolo Vermelho acriférico, onde obtiveram $D = 1,770 \text{ cm}^2 \text{ min}^{-1}$ e $1,83 \text{ cm}^2 \text{ min}^{-1}$, respectivamente.

Para o parâmetro de dispersividade (λ), os valores calculados para ambos os horizontes de solo foram ficaram em $1,36 \text{ cm}$, estando de acordo com o constatado por (MOURA et al., 2013), que concluiu que os valores atribuídos à dispersividade em condições de laboratório para amostras deformadas estão entre $0,5$ e 2 cm . Além do mais, a textura do solo também pode influenciar nos valores deste parâmetro, pois segundo Bromly et al. (2007), o teor de argila é a variável mais importante para a dispersividade, seguida do diâmetro da coluna, da densidade aparente, do comprimento da coluna.

Solos com teores de argila $\geq 390 \text{ g kg}^{-1}$, que é o caso do solo estudado, tendem a maiores valores de dispersividade devido ao aumento da estrutura do mesmo solo, que resulta em grandes poros com consequentes velocidades de fluxo maiores.

4.4. Desempenho do programa STANMOD

As simulações realizadas para ajuste das curvas de distribuição de efluentes no programa STANMOD foram avaliadas por meio do método de RMSE e apresentou um adequado índice de concordância (Tabela 9).

Tabela 9 – Índice estatístico para comparação entre os valores observados e preditos das curvas de distribuição de efluentes para o Latossolo Amarelo muito argiloso.

Índice de comparação	Profundidade 0- 20 cm	Profundidade 20- 40 cm
	-----%-----	
Média	2,44	6,26

As médias obtidas foram baixas nos dois horizontes de solo, visto que seus valores estiveram muito próximos aos valores de concentração de potássio medidos nos efluentes coletados para as duas simulações.

4.5. Precipitações total e efetiva

A precipitação total e as precipitações efetivas foram obtidas pra o dendezeal e da floresta primária no período do estudo (Figura 23).

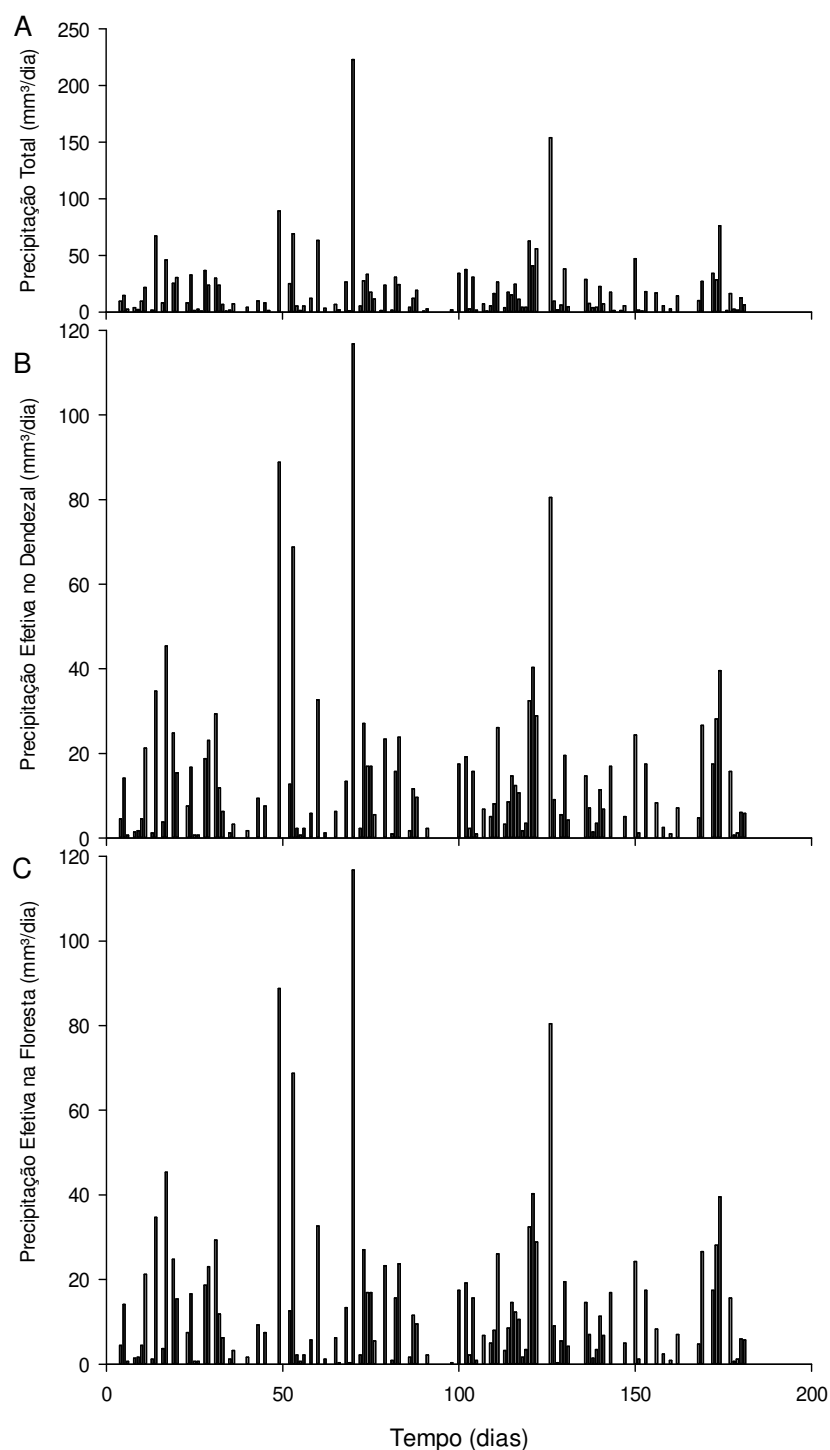


Figura 23 – Precipitação total (A), precipitação efetiva do dendzeal (B) e precipitação efetiva da floresta primária (C) no período do estudo.

Grande parte do período de precipitação considerado no estudo (janeiro-junho/2015) se concentra no denominado verão amazônico, onde as áreas de convecção e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) são deslocadas para o sul, retornando para o norte durante o inverno (LIMBERGER e SILVA, 2016). Tal

fenômeno faz com que um centro de intensa atividade advectiva se situe sobre o sudeste da bacia amazônica, favorecendo altos índices pluviométricos nesta região (CARVALHO et al., 2010).

As médias mensais de precipitação total e as precipitações efetivas do dendezal e da floresta primária no período do estudo seguem na Tabela 10.

Tabela 10 – Precipitação total e precipitações efetivas do dendezal e da floresta primária.

Meses	Precipitação Total	Precipitação efetiva no dendezal	Precipitação efetiva na floresta primária	Normal Climatológica Manaus (1981-2010)	Estação Meteorológica Rio Urubu (2015)
-----mm-----					
Janeiro	284	271	269	287	240
Fevereiro	232	222	221	295	283
Março	340	326	326	300	436
Abril	204	191	190	319	237
Mai	294	280	280	247	224
Junho	193	183	181	118	171
Total	1546	1475	1470	1566	1592

A precipitação total do período de estudo foi de 1546 mm, com os maiores valores mensais ocorrendo em março, com um acumulado de 340 mm, e as menores precipitações mensais em junho, com um acumulado de 193 mm.

Sendo assim, não foram verificadas grandes variações dos resultados obtidos nesta estação com os dados coletados em outras duas estações da região.

Em comparação com os dados das Normais Climatológicas do Brasil (INMET, 2018) de precipitação acumulada do período de 1981-2010 para a estação meteorológica de Manaus (código 82331), cujo acumulado foi de 1566 mm, a variação foi de apenas 20 mm.

Os resultados também foram próximos aos dados da estação meteorológica do Rio Urubu (código 259005), cujo acumulado chegou a 1592 mm, portanto, 26 mm a mais que a estação deste estudo.

O dendezal apresentou uma precipitação efetiva total de 1475 mm, com uma precipitação efetiva mensal máxima de 326 mm em março e mínima de 183 mm em junho.

Na floresta primária, a precipitação efetiva total foi de 1470 mm, com uma precipitação efetiva mensal máxima de 326 mm em março e uma mensal mínima de 181 mm também em junho.

Os resultados mostraram que os dosséis do dendezal e da floresta primária interceptaram de 4% a 7% da precipitação total, respectivamente, podendo-se supor que as chuvas registradas para o período do estudo foram em sua maioria intensas, em comparação com as taxas de interceptação registradas para eventos de chuva leve, até 60%, e chuva moderada, 15% (SCHNEEBELI et al., 2011).

As precipitações efetivas do dendezal e da floresta primária também mostraram-se com valores bastante próximos, com uma diferença de 5,09 mm/dia. Quanto à média diária das precipitações efetivas totais, o dendezal e a floresta primária chegaram a 8,15 mm/dia e a 8,12 mm/dia, respectivamente, com uma diferença de apenas 0,03 mm/dia.

A proximidade nos valores encontrados deve-se provavelmente a similaridade dos valores do índice de área foliar (IAF) do dendezeiro e da floresta primária, 4 e 5, respectivamente.

O IAF desempenha um papel importante na interceptação das chuvas (FARMANTA e SUGANDI, 2015), sendo que nos dendezeiros este índice depende do tamanho da nervura central e da densidade de área foliar (NOOR e HARUN, 2004), da densidade de plantio e do número de folhas verdes por palmeira (GERRITSMA e SOEBAGYO, 1999).

Além do mais, existe uma forte correlação entre idade e IAF em dendezeiros, que aos dois anos apresentam índice variando de 0,57 a 0,79, aumentando para 3,15 a 5,02 aos 16 anos de idade (AWAL e WAN ISHAK, 2008). Consequentemente, a capacidade de interceptação de água da chuva tende a aumentar com a idade do vegetal e a densidade do plantio.

Farmanta e Sugandi (2015), em estudo realizado na Indonésia, obtiveram interceptações de 5,4%, 32,3%, 34,4% e 41,0% da precipitação acima do dossel para dendezeiros com 5 anos, 10 anos, 15 anos e 20 anos, respectivamente.

Em florestas primárias da Amazônia, o IAF com valor médio igual a cinco pode ser considerado realístico (CARREIRE et al., 2005), principalmente quando a análise considera a estação chuvosa, onde ocorre uma menor perda de folhas pelas árvores (MCWILLIAM et al., 2003).

Para a floresta primária da bacia amazônica, este índice pode ser considerado menor em relação ao IAF de outras florestas tropicais no planeta, devido provavelmente às condições oligotróficas em que a vegetação cresce

(JORDAN e UHL, 1978). No entanto, outros fatores também podem influenciar o IAF, tais como o grau sucessional e o período em que a vegetação foi analisada, comunidade de sub-bosque e adensamento de copa (SCHNEEBELI et al., 2011).

Em comparação com floresta primária, Carreire et al. (2005) encontraram valores menores de IAF, entre 3,5 e 4,2, para florestas tropicais em Mato Grosso, atribuindo esta diferença à composição florística da vegetação, visto que uma delas apresentou dossel mais aberto em razão da severidade causada pelo fogo.

Jordan e Uhl (1978) encontraram IAF igual a 5,2 em florestas de terra firme na Venezuela, enquanto que Saldarriaga (1985) obteve índices de 6,7 e 7,5 em outras duas áreas na mesma região.

4.6. Evapotranspirações do dendezal e da floresta primária

Os dados de evapotranspiração de referência e de evapotranspiração da cultura foram obtidos para o dendezal e a floresta primária (Tabela 11) (Figura 24).

Tabela 11 – Valores totais obtidos para a ETo e as ETc do dendezeal e da floresta primária.

Meses	Evapotranspiração de Referência (ETo)	Evapotranspiração da cultura (ETc) do Dendezeiro (Kc = 0,9)	Evapotranspiração da cultura (ETc) da Floresta Primária (Kc = 1)	Diferença
-----mm/mês-----				
Janeiro	93	84	93	9
Fevereiro	107	96	107	11
Março	93	83	93	10
Abril	94	85	94	9
Maio	106	96	106	10
Junho	91	82	91	9
Total	584	526	584	58

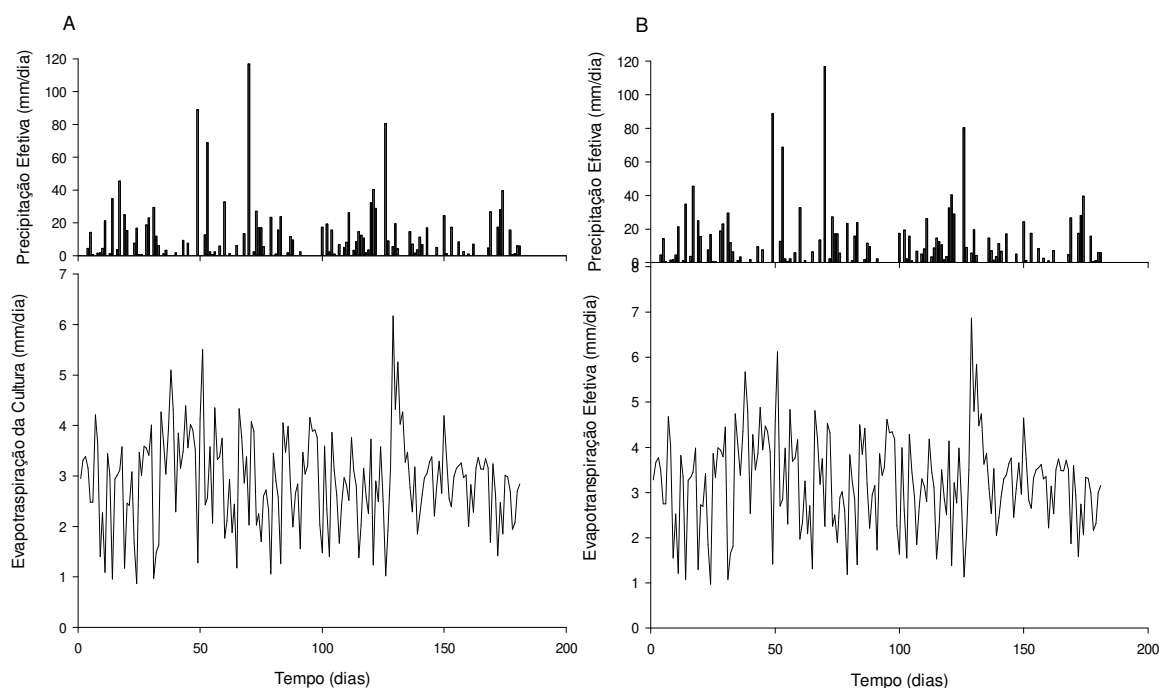


Figura 24 – Evapotranspiração da cultura do dendezeiro (A) e da floresta primária (B).

As ETc do dendezeal e da floresta primária foram calculadas por Encinas (2016) a partir da ETo, obtida através do método de Penman-Monteith (ALLEN et al., 1998), e dos respectivos Kc de cada vegetação.

Conforme mostram a tabela e a figura acima, pode-se observar que as ETc do dendezeiro e da floresta primária apresentaram os maiores valores em fevereiro e maio, sendo que neste último mês ocorreram as maiores precipitações do período do estudo.

Os resultados de ET_c , em particular para o dendezeiro, coincidem com aqueles obtidos por Henson e Harun (2005) em dendezaís na Malásia, que também anotaram maiores valores de ET_c nos meses mais chuvosos.

A semelhança nos resultados de ET_c entre as vegetações se deve provavelmente aos K_c do dendezeiro ($K_c = 0,9$) e da floresta primária ($K_c = 1$), que apresentam valores muito próximos tendo em vista que ambas as vegetações apresentam-se em estágio bastante desenvolvido.

Segundo Allen et al. (1998), o K_c combina os efeitos da transpiração da cultura e da evaporação do solo. Como a evaporação do solo pode flutuar diariamente como resultado da chuva ou da irrigação, o K_c expressa apenas os efeitos temporais médios da ET_c .

Além disso, a evaporação também depende da profundidade do lençol freático, diminuindo à medida que a profundidade aumenta (ASKRI et al. 2014). Isso provavelmente explica a contribuição da evaporação na redução da ET_c nos períodos mais secos, tendo em vista que o lençol freático local é profundo e que a rápida percolação característica do solo reduz a permanência da água para absorção pelas raízes.

Já a transpiração, outro componente da ET_c , está intimamente relacionada a fatores meteorológicos, como radiação, temperatura e umidade (ASKRI et al., 2014). Uma das respostas mais imediatas das plantas ao déficit hídrico é o fechamento estomático com consequente redução da transpiração e da fotossíntese pelo dossel (HENSON e CHANG, 2000). Nesse caso, sob temperaturas mais altas e pouca chuva, as plantas reduzem sua taxa de transpiração e fecham os estômatos de suas folhas (HENSON e MOHD HANIFF, 2005), conforme comprovado por Nelson et al. (2006), que verificaram a redução da transpiração em dendezeiros da Papua Nova Guiné durante meses mais secos.

4.7. Umidade volumétrica do solo no dendezal e floresta primária

As simulações foram realizadas para as profundidades de 20 cm e 40 cm nos solos do dendezal e da floresta primária durante o primeiro semestre de 2015 (Figura 25).

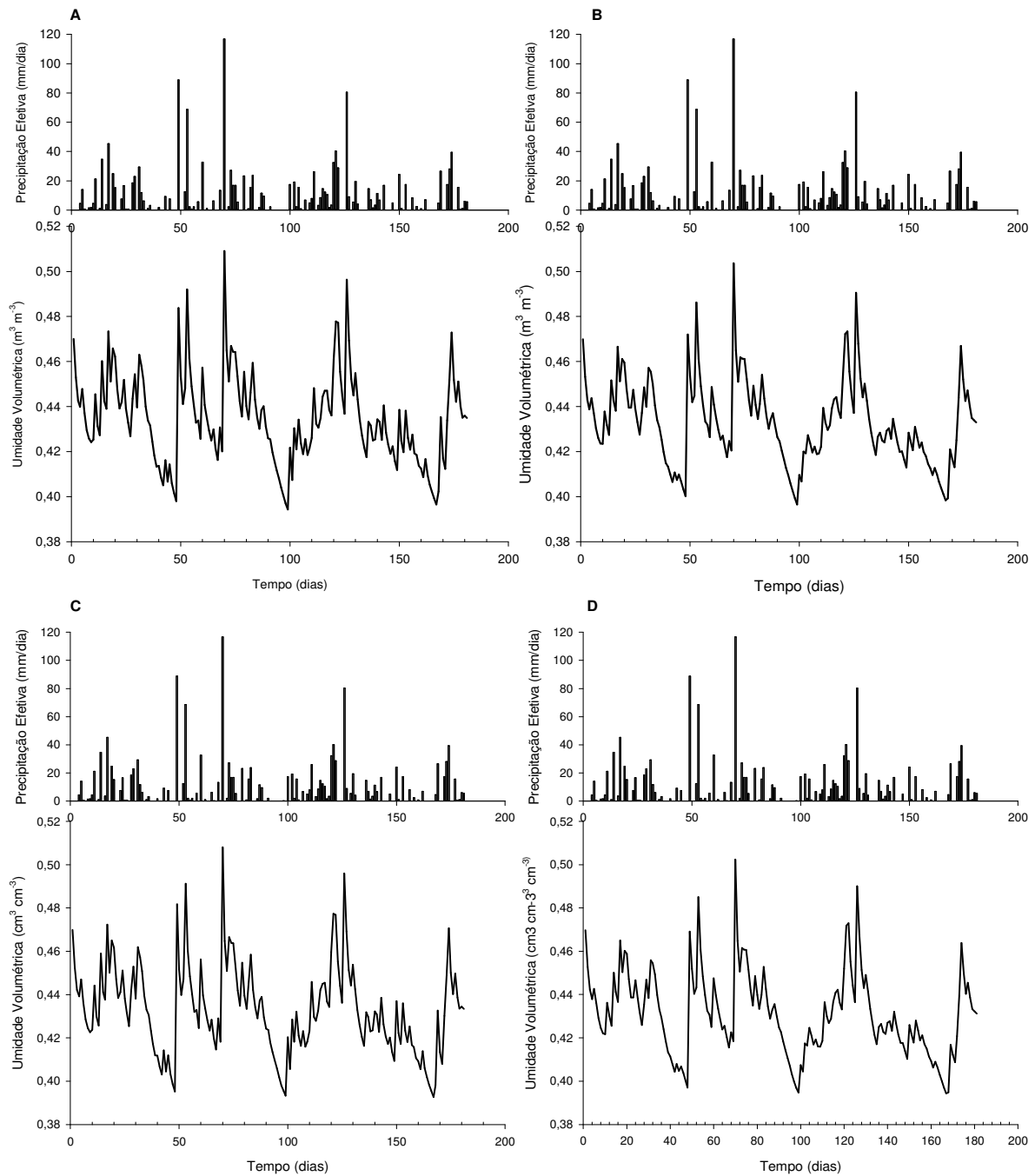


Figura 25 – Umidade volumétrica do solo em um Latossolo Amarelo muito argiloso nos horizontes de 20 cm (A) e 40 cm (B) em dendezeal e de 20 cm (C) e 40 cm (D) em floresta primária no município de Rio Preto da Eva - AM.

As simulações nos dois ambientes apresentaram uma boa relação com os eventos de precipitação efetiva para o mesmo período, mostrando que o aumento na umidade volumétrica coincidiu com as variações de chuva ao longo do primeiro

semestre de 2015, em particular para março e maio, meses com os maiores índices pluviométricos.

Em 20% do período do estudo, os solos do dendezal e da floresta primária mostraram-se bastante úmidos, com os valores de umidade variando de 45% a 50%.

Na Tabela 12 são apresentados os valores de umidade volumétrica registrados para o dendezal e a floresta primária nas profundidades de 20 cm e 40 cm.

Tabela 12 – Umidades volumétricas mínimas e máximas nas profundidades de 20 cm e 40 cm nos solos do dendezal e da floresta primária, num Latossolo Amarelo, muito argiloso, em Rio Preto da Eva - AM.

Umidade volumétrica ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)			
Profundidade	Mínima	Máxima	Variação
	Dendezal		
20 cm	0,39	0,51	0,12
40 cm	0,40	0,50	0,10
	Floresta Primária		
	Mínima	Máxima	Variação
20 cm	0,39	0,51	0,12
40 cm	0,39	0,50	0,11

No solo sob o dendezal, a umidade volumétrica sofreu uma oscilação de 0,12 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ para a profundidade de 20 cm, variando de 0,39 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ no mês de abril a um máximo de 0,51 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ no mês de março. Resultados semelhantes foram observados para a profundidade de 40 cm, onde os valores de umidade volumétrica também oscilaram em 0,10 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, com um mínimo de 0,40 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ para os meses de fevereiro, abril e junho e um máximo de 0,50 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ para os meses de março.

No solo da floresta primária, a umidade volumétrica apresentou os mesmos valores mínimos e máximos que o solo do dendezal para a profundidade de 20 cm: 0,39 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ para os meses de abril e junho e 0,51 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ para o mês de março. Para a profundidade de 40 cm, os valores de umidade ficaram com um mínimo de 0,39 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ nos meses de abril e junho e um máximo de 0,50 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ em março, com variação de 0,11 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$.

A semelhança nos valores de umidade entre os dois sistemas de uso da terra se deve à homogeneidade do Latossolo Amarelo, além da precipitação efetiva e da evapotranspiração do dendezal e da floresta primária serem também semelhantes.

O Latossolo Amarelo, de textura muito argilosa, infiltra e transmite a solução do solo em elevada velocidade próximo da saturação, mas retém água até as camadas em elevado conteúdo e potencial. Esta elevada capacidade de armazenamento de água também foi observado por Cabral (1991) e Encinas (2016), que registrou altas umidades para este Latossolo Amarelo muito argiloso em períodos de chuvas mais frequentes e intensas durante o primeiro semestre do ano. Segundo Cabral (1991), a elevada umidade do solo se deve à estruturação da argila, que forma agregados, com macro e microporos, que podem reter bastante água. Entretanto, grande parte desta água não está disponível à vegetação (TEIXEIRA, 2001), ou seja, não está entre a capacidade de campo (CC) e o PMP (KLEIN et al., 2010).

As copas dos dendezeiros e da floresta primária interceptam praticamente a totalidade de chuvas com precipitações de até 0,54 mm e 0,61 mm, respectivamente, as chuvas com volumes maiores que estes tiveram a sua interceptação calculada conforme a equação proposta por Henson e Harun (2005). O volume total de água que chegou ao solo nestes dois ambientes foi muito próximo: 1475 mm para o dendezal e 1470 mm para a floresta primária.

Embora as maiores precipitações efetivas tenham sido registradas em março, as maiores umidades volumétricas ocorreram em janeiro nas profundidades de 20 cm e 40 cm nos dois ambientes estudados. Isso provavelmente se deve à evapotranspiração da cultura, que apresentou valores menores em janeiro, ocasionando uma maior quantidade de água no solo naquele período.

As maiores taxas de evapotranspiração possivelmente também foram as responsáveis pela variação nas umidades volumétricas mínimas no dendezal e na floresta primária. Ainda que as menores precipitações efetivas tenham ocorrido em junho, os elevados valores de ETc em fevereiro propiciaram a redução da umidade volumétrica do solo neste mês, os quais foram os menores registrados para todo o período estudo.

Pode-se observar também que a umidade volumétrica na floresta primária foi ligeiramente menor que a registrada para o dendezal nos dois horizontes de solo. Isso se deve à diferença da evapotranspiração da cultura nestes dois ambientes. No caso do dendezal, a ETc totalizou 525 mm ao final do período de estudo, enquanto

que a floresta primária atingiu um acumulado de 583 mm, reflexo dos respectivos coeficientes da cultura de 0,9 e 1.

Destaca-se também que parte da precipitação efetiva sofreu absorção pelas raízes da vegetação em quantidades bem próximas, visto que a densidade radicular nos dois ambientes foi a mesma até a profundidade de 50 cm. No entanto, a absorção pelas raízes das árvores tende a prevalecer abaixo deste ponto, pois estes vegetais apresentam enraizamento mais profundo que o dos dendezeiros, com uma maior quantidade de pêlos absorventes se distribuindo abaixo dos 50 cm de profundidade.

Essa característica foi verificada, Nunes et al. (2009) em dendezeiros cultivados em Planaltina/DF, onde o sistema radicular apresentou concentração média de 52 % na camada de 0-20 cm, e de 27 % e 21 % para as camadas de 20-40 cm e 40-60 cm, respectivamente. Já Surre e Ziller (1969) verificaram que o sistema radicular do dendezeiro está distribuído principalmente nos primeiros 50 cm do solo, formando uma massa de raízes que partem do bulbo.

As raízes deste vegetal podem ser primárias, secundárias, terciárias e quaternárias (HARTLEY, 1983). Por serem lignificadas, as raízes primárias não possuem capacidade absorviva, ficando a cargo das raízes secundárias, enquanto ainda não lignificadas, terciárias e quaternárias a absorção de água e nutrientes (VALLEJO, 1978; SURRE e ZILLER, 1969). Para estas raízes que são absorventes, Gamarra (2013) verificou que 70% delas se encontram na camada de 0-20 cm e os 30% restantes estão na camada de 20-40 cm.

O sistema radicular do dendezeiro também pode ser influenciado pela temperatura. Conforme verificado por AGAMUTHU e BROUGHTON (1986), as temperaturas ótimas para o crescimento da parte aérea da raiz do dendê estão entre 30°C e 35°C. Na faixa de 27°C a 35°C, o crescimento da parte aérea aumentou mais de 50%, o número de raízes secundárias aumentou cerca de 25% e a área superficial das raízes primárias aumentou quatro vezes.

Em relação à floresta da Amazônia brasileira, Cerri e Volkoff (1987) verificaram que as raízes podem atingir profundidades de vários metros em Latossolos cobertos por floresta úmida, havendo uma redução significativa da absorção de água abaixo de 2 m.

Chauvel et al. (1992) analisaram o Latossolo de platô sob floresta úmida da Amazônia e constataram que nos 40 cm superficiais as chuvas frequentes e uma forte atividade biológica permitem a manutenção de condições favoráveis à absorção radicular da água e dos nutrientes e que as raízes finas, com capacidade de absorção, podem ser observadas a até cerca de 3,5 m de profundidade.

Por fim, ressalta-se que as simulações de umidade volumétrica foram comparadas com as simulações realizadas por Schlegel et al. (2003), que também realizou estudo com Latossolo Amarelo muito argiloso, muito similar a este estudado.

4.8. Caracterização da solução do solo

Os valores da concentração de íons de potássio na solução do solo foram determinados para os solos dos dendezaís e da floresta primária (Figura 26).

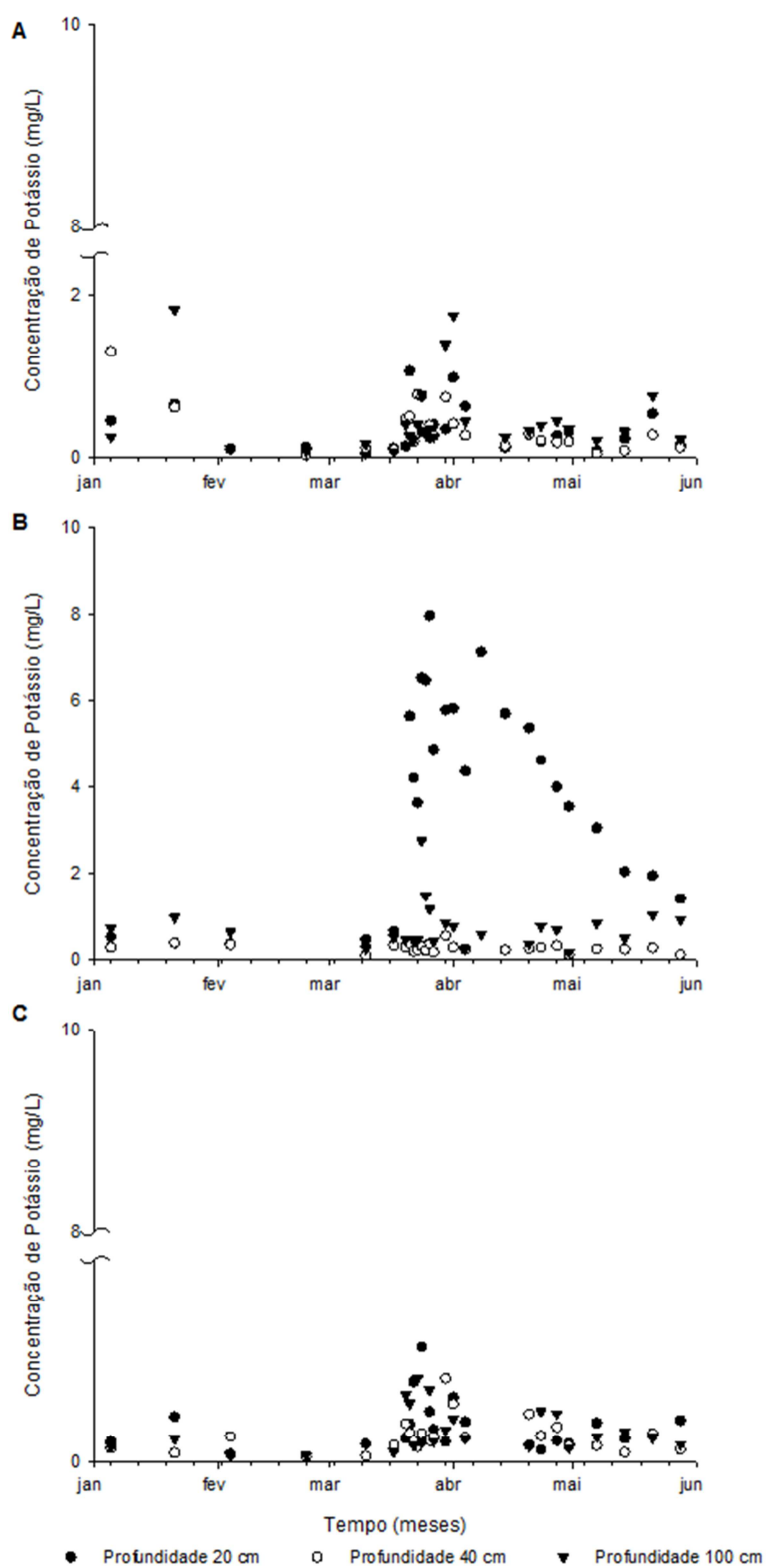


Figura 26 – Concentrações de potássio na solução do solo do dendezal não adubado (A), dendezal adubado (B) e floresta primária (C).

Entre os ambientes estudados, a floresta primária registrou as menores concentrações de potássio, retratando as condições naturais do ambiente sem interferência humana. Neste ambiente, o potássio tem origem na decomposição da serapilheira (PEREIRA et al., 2017) e por meio da lavagem das folhas (ANDRADE et al., 2003), percolando no solo por meio da água das chuvas.

O solo sob dendezal não adubado apresentou valores intermediários de potássio em comparação com os outros dois ambientes, resultado da fertilização ocorrida em anos anteriores. As maiores concentrações de potássio foram verificadas nas camadas abaixo de 40 cm. Esta lixiviação é decorrente da baixa capacidade de retenção de soluto pelo solo devido à elevada acidez e às baixas CTC e matéria orgânica, potencializada pela alta capacidade de percolação da água neste tipo de solo.

Já o solo do dendezal adubado apresentou as maiores concentrações, em particular para a camada superficial a partir de 18/03/2015, data em que recebeu a aplicação direta do fertilizante. As altas precipitações ocorridas neste mês de março e nos meses subsequentes fizeram com que o potássio lixiviasse em maior concentração ao longo desta primeira camada estudada. A matéria orgânica nela presente, ainda que maior que nos demais horizontes do solo, não foi capaz de reter o potássio, lixiviando-o para as camadas mais profundas do solo. Assim como para o dendezal não adubado, as características deste solo, como a baixa CTC e a elevada acidez, influenciaram a lixiviação do soluto.

4.9. Lixiviação de potássio no solo

O fluxo acumulado de água, a quantidade de potássio lixiviado e a concentração de potássio determinada nas coletas de campo e solução do solo para as profundidades de 20, 40 e 100 cm são apresentadas nas Figuras 27, 28 e 29. Estas figuras retratam os sistemas de uso da terra do dendezal não adubado, dendezal adubado e floresta primária, respectivamente.

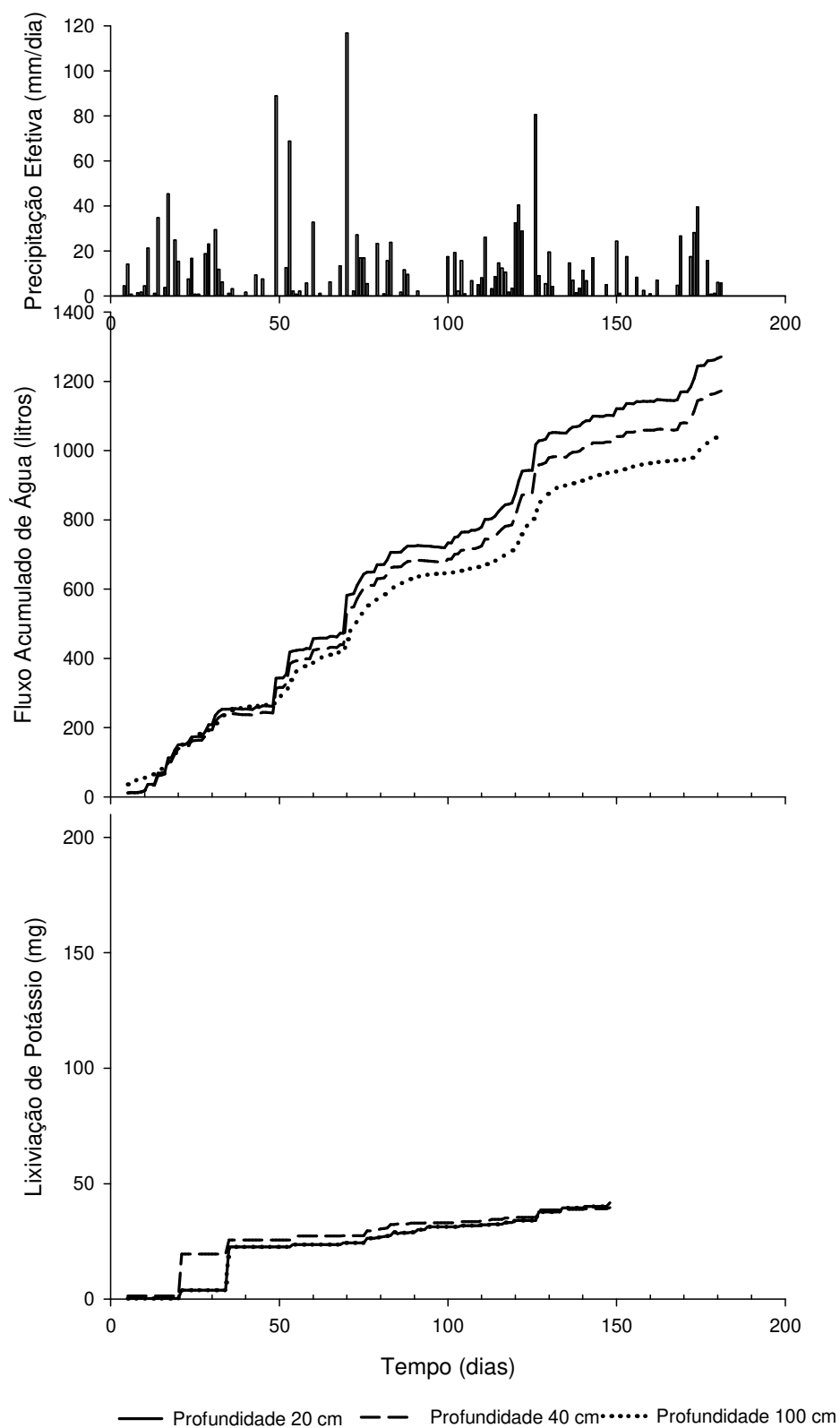


Figura 27 – Lixiviação de potássio no cenário de dendezeal não adubado em comparação com a concentração de potássio na solução do solo.

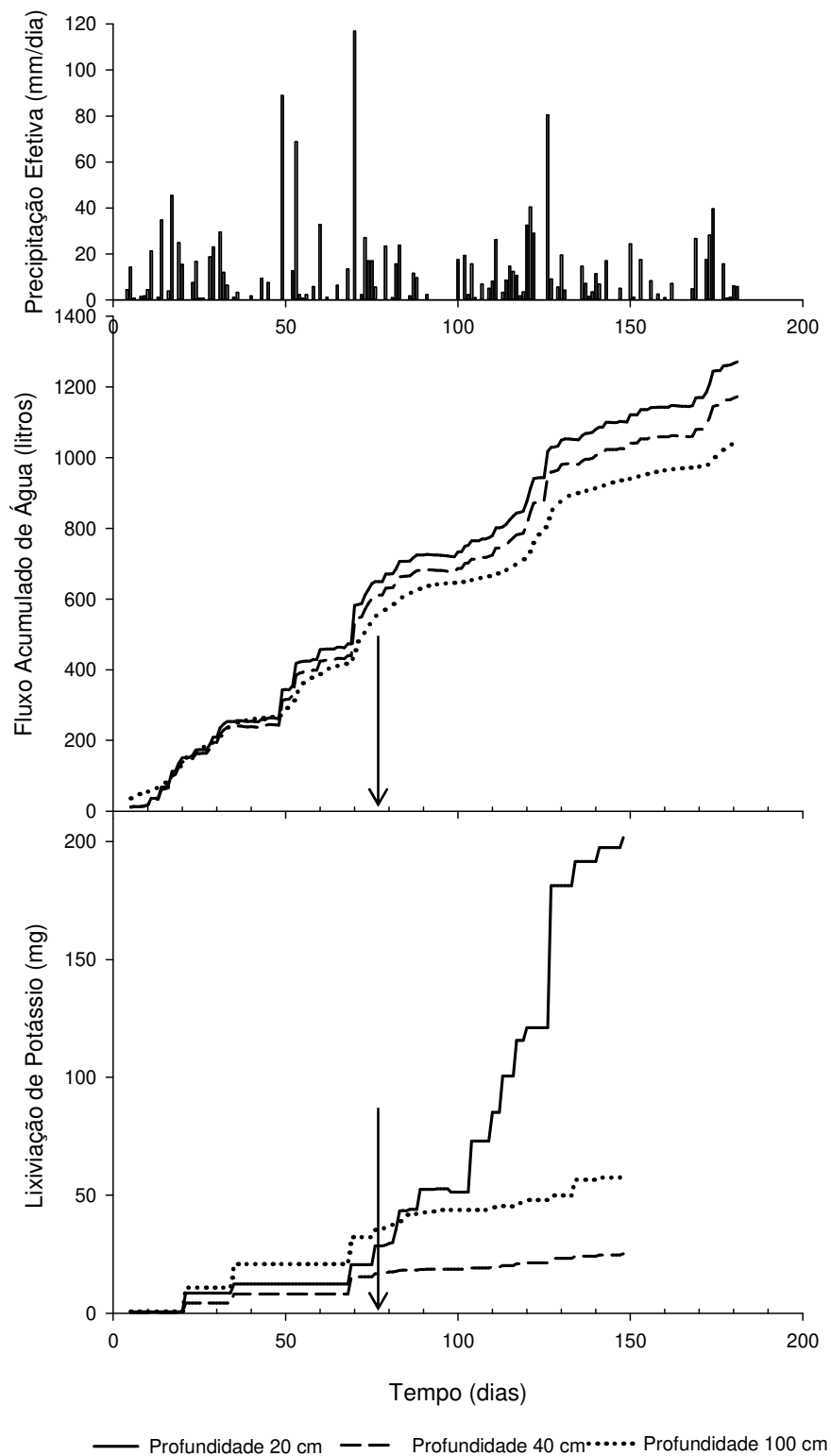


Figura 28 – Lixiviação de potássio no cenário de dendezeal adubado em comparação com a concentração de potássio na solução do solo e com a indicação da data de aplicação do fertilizante potássico (seta).

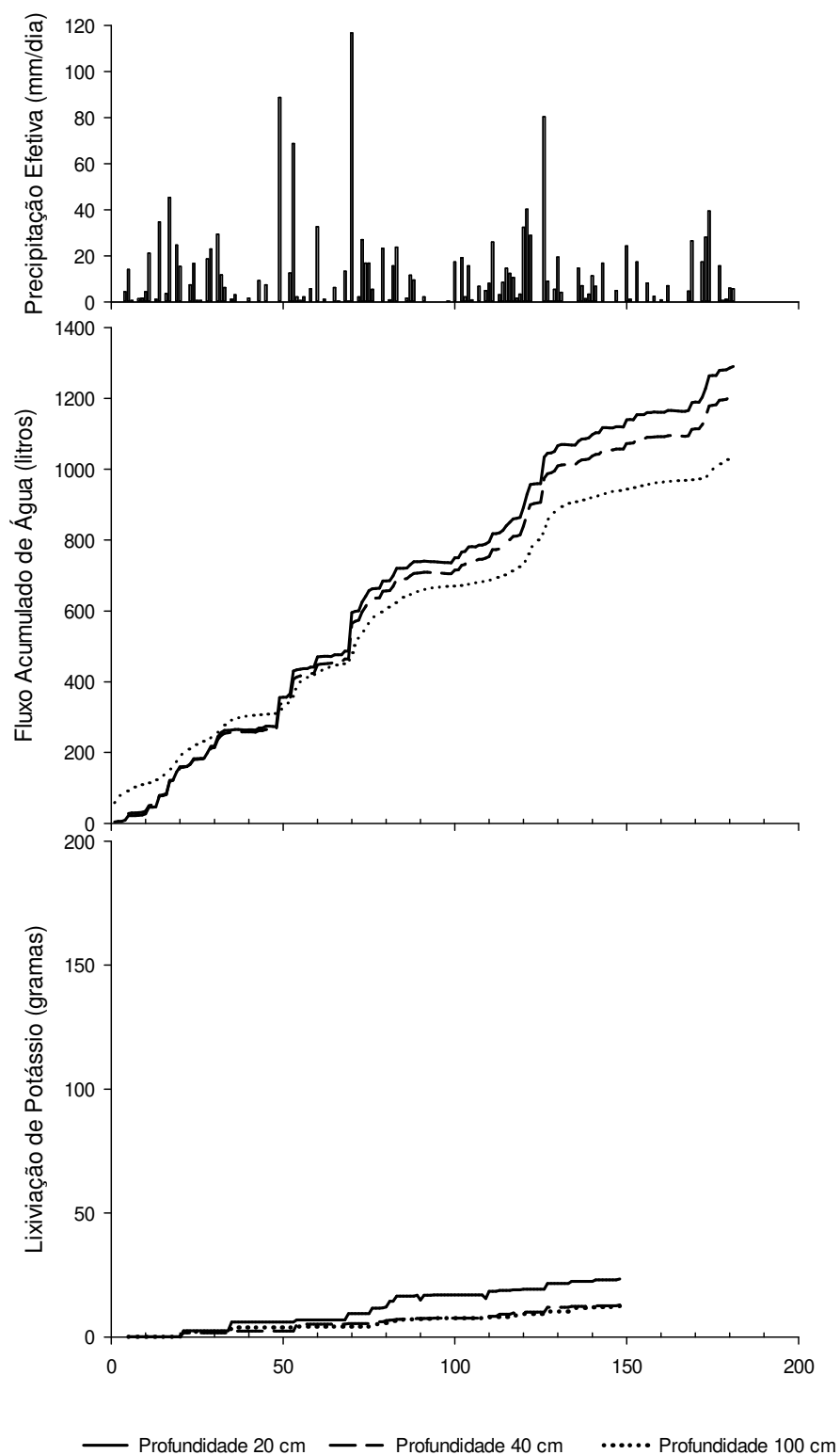


Figura 29 – Lixiviação de potássio no cenário de floresta primária em comparação com a concentração de potássio na solução do solo.

No dendezal, o fluxo acumulado de água para o período estudado (181 dias) nas profundidades de 20, 40 e 100 cm atingiu os volumes de 1213, 1129 e 1147 mm, respectivamente. Na floresta primária, os valores registrados foram bem próximos ao do dendezal: 1239, 1176 e 1083 mm para as profundidades de 20, 40 e 100 cm, respectivamente.

A maior diferença entre os fluxos ocorreu na profundidade de 100 cm, onde o volume acumulado de água foi menor na floresta primária, já que a vegetação deste ambiente possui raízes mais profundas que a do dendezal, aumentando sua capacidade de absorção de água.

A quantidade de potássio lixiviado nos três cenários estudados é apresentada na Tabela 13.

Tabela 13 – Lixiviação total de potássio em profundidades nos solos do dendezal não adubado, dendezal adubado e floresta primária.

Profundidade (cm)	Dendezal não adubado	Dendezal adubado	Floresta primária
	-----mg-----		
20	2433	8431	1676
40	3934	1952	864
100	3448	4511	839
Total	9815	14894	3379

O dendezal não adubado apresentou um fluxo acumulado de íons de potássio de 2433 mg na profundidade de 20 cm, aumentando para 3934 mg na profundidade de 40 cm e mantendo-se com valores bem próximos abaixo dos 100 cm, com 3644 mg.

O dendezal adubado refletiu a fertilização administrada durante o período de estudo e apresentou altas concentrações de potássio na primeira camada de solo, chegando a um acumulado de 8438 mg. Na profundidade de 40 cm, o acumulado do soluto reduziu para 1953 mg, aumentando para 5070 mg abaixo dos 100 cm.

No ambiente não antropizado da floresta primária, a lixiviação de potássio foi a mais baixa nos três cenários: 1676 mg na profundidade de 20 cm, 864 mg aos 40 cm de profundidade e 839 mg abaixo da camada de 100 cm. Esta redução na concentração de potássio com a profundidade está de acordo com a observada por Ferreira et al. (2001) em um experimento realizado em floresta primária também situada em Latossolo Amarelo muito argiloso na Amazônia Central brasileira.

No dendezal não adubado, as concentrações de potássio aumentaram gradativamente com a profundidade devido à lixiviação provocada pela água, que é o principal veículo de transporte dos nutrientes no processo de absorção e translocação (RODRIGUES et al., 2002).

Em comparação com os outros dois cenários, o solo do dendezal não adubado apresentou quantidades intermediárias de potássio, resultantes de fertilizações ocorridas em anos anteriores, como observado por Encinas (2016).

Esta mesma situação foi verificada por Rosolem et al. (2010), que observou a lixiviação de potássio trocável em cultivo de soja realizado em dois tipos de Argiudol Óxido: um franco-argilo-arenoso (21% de argila) e outro argiloso (48% de argila). Os pesquisadores constataram a ocorrência de lixiviação de potássio abaixo da camada de 0-20 cm como resultado da aplicação anual de altas taxas de fertilizantes potássicos, embora o efeito tenha sido menos perceptível no solo argiloso. A lixiviação de potássio em solo areno-argiloso está relacionada com o teor de potássio oriundo de fertilizações anteriores, tendo o efeito residual da adubação potássica por seis anos reduzido a absorção de Ca e Mg por soja.

Além disso, por meio do tipo de manejo adotado, o potássio pode retornar ao vegetal por meio das folhas podadas, cachos vazios, efluentes da extratora e pela contribuição da chuva (GAMARRA, 2013).

Os engaos ou cachos vazios, por exemplo, representam de 20 % a 25 % do peso dos cachos frescos e apresentam teor médio de matéria seca de 350 g/kg, a qual é composta de 14,5 g kg⁻¹ de potássio (MÜLLER et al., 2006). Estes cachos vazios podem chegar a disponibilizar no campo até 62,6 g kg⁻¹ de potássio a partir de uma meta de rendimento de 30 t/ha de cachos de frutos frescos (GAMARRA, 2013). Entretanto, no dendezal estudado não havia a reposição dos cachos vazios, sendo a reposição feita apenas pelas folhas podadas do próprio dendezeiro.

No solo adubado, a concentração de potássio aumentou significativamente a partir de março, mês da aplicação do fertilizante, principalmente na camada de 20 cm, chegando a uma concentração de quase 3,5 vezes em comparação com a mesma profundidade do solo não adubado e 5 vezes mais quando comparado à floresta primária. A lixiviação de potássio foi ainda potencializada pela elevada precipitação ocorrida no período após a adubação, em um acumulado de 541 mm, que propiciou que o adubo penetrasse a maiores profundidades no solo.

Na profundidade de 40 cm é observada uma queda acentuada na concentração de potássio, evidência da alta absorção pelo vegetal. O potássio, nas condições de solos tropicais com baixos níveis de base, é um dos elementos exigidos em maior quantidade na fase adulta do dendezeiro e um dos elementos mais exportados pela produção dos cachos (RODRIGUES et al., 2002).

Embora se observe uma tendência de diminuição dos teores foliares de potássio em função da idade das plantas (RODRIGUES et al., 2002), em um trabalho realizado por Viégas (1993) com plantações de dendê de 2 a 8 anos de idade, na cidade de Tailândia no estado de Pará, foi constatado que o K e o N eram os macronutrientes extraídos em maiores quantidades, com a seguinte ordem de extração foi: $K > N > Ca > Mg > P > S$.

Observa-se que 78 kg K são imobilizados anualmente nas plantas e são exportados na colheita de 25 t ha⁻¹ de cachos de frutos frescos (GAMARRA, 2013).

Já o potássio que se deslocou abaixo dos 100 cm de profundidade foi considerado como lixiviado, inacessível à zona de absorção da raiz e, portanto, disponível ao meio ambiente. Nesse caso, o lixiviado no dendezal adubado foi cerca de 1,5 vezes maior que o lixiviado no dendezal não adubado e 4,3 vezes maior que o lixiviado na floresta.

Estes resultados mostraram que o Latossolo Amarelo caulinitico distrófico possui uma capacidade de lixiviação semelhante a solos arenosos, conforme observado por Mendes et al. (2016) em Latossolo Vermelho-amarelo distrófico, que apresentou maiores taxas de lixiviação de potássio em comparação com o Latossolo Vermelho argiloso distrófico. Estes pesquisadores ainda concluíram que o aumento na quantidade da água de irrigação proporciona o aumento da lixiviação de potássio para camadas mais profundas do solo.

Este cenário pode se agravar nos casos de aumento na quantidade administrada de fertilizante, conforme observado por Paglia et al. (2006), que verificaram um aumento na concentração de potássio lixiviado em doses aumentadas de potássio.

Como na região norte do Brasil ainda não foram desenvolvidos estudos para estabelecer os teores críticos dos vários nutrientes para o dendezeiro, sendo os referenciais utilizados provenientes de outros países (GUZMÁN, 2014), a administração de fertilizantes acima da capacidade da absorção dos vegetais pode

comprometer o equilíbrio ambiental. Isto porque o Latossolo Amarelo, em cuja composição predomina a caulinita em teores de 80% (CHAUVEL et al., 1991), faz com que a adsorção de potássio seja reduzida, dada a baixa capacidade de troca catiônica deste argilomineral.

Em vista disso, quando das adubações da cultura, é importante observar as fertilizações potássicas realizadas anteriormente, assim como o aporte de potássio decorrente da decomposição de matéria orgânica do próprio dendezeiro (folhas e cachos, por exemplo).

Também o baixo pH torna o solo ácido, fazendo com que a capacidade de retenção de cátions seja baixa (NETTO et al., 2013), facilitando a perda de soluto por lixiviação.

Ademais, a própria interação potássio-solo, conforme verificada nos ensaios de laboratório, favorece a lixiviação deste soluto, devido principalmente aos baixos valores do fator de retardamento e da dispersividade.

Sendo assim, a correção da deficiência em potássio também deve ser acompanhada de uma diminuição dos teores em cálcio e, sobretudo, em magnésio, com a adequação das recomendações de adubação baseada não somente sobre o nível absoluto dos elementos (aspecto quantitativo da nutrição), mas também sobre a relação entre os elementos: sinergismos e antagonismos (aspectos qualitativos da nutrição), pois a dose ótima de um elemento sempre depende da dose aplicada de outro elemento (RODRIGUES et al., 2002).

O restabelecimento da concentração de potássio aos valores iniciais do solo pôde ser observado após 90 dias da adubação, onde as concentrações de potássio na camada de 40 cm se mostraram próximas aos valores registrados antes da fertilização.

Na floresta primária, a camada de 20 cm foi aquela que apresentou as maiores concentrações de potássio. Segundo Ferreira et al. (2001), isso se deve possivelmente à decomposição dos resíduos orgânicos presentes no solo e que tende a ser maior no período chuvoso devido à lixiviação provocada pela água das chuvas. Além do mais, o potássio também se caracteriza como o elemento que apresenta o menor tempo médio de residência na serapilheira (VIERA et al., 2013).

Nas camadas inferiores de 40 e 100 cm, a concentração de potássio se manteve estável, possivelmente em decorrência da absorção pela raiz, que possui uma zona de absorção mais profunda que a do dendezeiro.

Considerando a área de plantio dos dendezeiros, é possível estimar a lixiviação de potássio por hectare (Tabela 14).

Tabela 14 – Lixiviação de potássio por hectare nos solos do dendezal não adubado, dendezal adubado e floresta primária.

Profundidade (cm)	Dendezal não adubado	Dendezal adubado	Floresta primária
	-----kg K ha ⁻¹ -----		
20	24,33	84,31	16,76
40	39,34	19,52	8,64
100	34,48	45,11	8,39

Extrapolando a quantidade total de potássio lixiviado por hectare, no solo do dendezal adubado a lixiviação chegou a 45,11 kg ha⁻¹, o que corresponde a aproximadamente 1,3 vezes mais que no solo do dendezal não adubado, cuja lixiviação foi de 34,48 kg ha⁻¹, e de aproximadamente de 5,4 vezes a quantidade total de potássio lixiviado na floresta, que foi de 8,39 kg ha⁻¹.

Os valores de potássio lixiviado para os solos de ambos os dendezaís evidenciam a baixa capacidade de retenção de soluto pelo Latossolo Amarelo amazônico, tendo em vista as características já discutidas anteriormente: predominância caulínica, baixa CTC, baixo teor de matéria orgânica e elevada acidez.

Adubações realizadas em anos anteriores também contribuíram para elevar a saturação do solo, dificultando a retenção de potássio e proporcionando a sua lixiviação para as camadas mais profundas. Situação semelhante foi observada por Werle et al. (2008), que observaram o aumento da lixiviação de potássio em Latossolos Vermelhos distróficos de texturas média (21% de argila) e argilosa (48% de argila) submetidos a aplicações de fertilizantes durante seis anos consecutivos.

Rosolem et al (2010), também em estudo com estes mesmos dois tipos de Latossolo Vermelho, observaram maiores concentrações de potássio para camadas de solo abaixo dos 20 cm em decorrência do ciclo de fertilizações realizadas no cultivo de soja, atentando para o efeito residual da adubação potássica, que deve

ser considerado quando do manejo da fertilidade do solo, tanto naqueles de textura média como nos argilosos. Em vista disso, estes autores registraram perdas anuais de potássio (K_2O) por lixiviação variando entre 120 a 180 kg ha⁻¹.

Outro fator a ser considerado são as condições climáticas da região, em particular as precipitações, que também podem ter importância significativa na movimentação de solutos, principalmente em solos com maior condutividade hidráulica, como é o caso do Latossolo Amarelo muito argiloso.

Chuvas de grande intensidade tendem a percolar no solo, transportando o potássio por convecção para camadas mais profundas, conforme observado por Werle et al. (2008), que constataram que as lixiviações se tornaram maiores após a aplicação de água (1600 mm) em Latossolo Vermelho com 48% de argila.

O efeito do carreamento de soluto pela água também foi observado por Mendes et al. (2016), que verificaram que o aumento da irrigação propiciou uma maior lixiviação de potássio abaixo da camada de 30 cm, atingindo valores entre 0,2 kg ha⁻¹ a 15,4 kg ha⁻¹ em Latossolo Vermelho distrófico (45% argila). Para a classe arenosa deste mesmo Latossolo (23% argila), a lixiviação foi ainda maior, variando 6,0 kg ha⁻¹ a 109,6 kg ha⁻¹.

Cenário semelhante também foi observado por Albuquerque et al. (2011), que verificaram que em uma aplicação de 120 kg ha⁻¹ de potássio em Neossolo Quartzarênico arenoso (4% argila) para cultivo de pimentão fertirrigado, houve perda de 60,10 kg ha⁻¹. Estes valores registrados de lixiviação comprovam que o comportamento do Latossolo Amarelo muito argiloso, objeto deste estudo, está mais próximo de solos de textura arenosa, cujas perdas por lixiviação tendem a ser maiores que os argilosos, principalmente após períodos de grandes e intensas precipitações.

Sendo assim, a aplicação de potássio deve observar para o Latossolo Amarelo em questão, as características do próprio solo, a periodicidade de aplicação e a quantidade de adubo aplicado em adubações anteriores, assim como as condições climáticas locais. Isto possibilitará estimar uma dosagem de fertilizante mais adequada à cultura, racionando a quantidade de insumos a serem utilizados, reduzindo os custos agrícolas e os riscos de contaminação do ambiente.

5. CONCLUSÕES

5.1. Conclusões

Caracterização do solo

- O dendezal estudado apresenta maiores teores de K no solo que as áreas de floresta primária;
- A floresta primária apresenta maiores teores de carbono e CTC que a área do dendezal;
- A curva de retenção de água no solo é similar para ambos os ambientes estudados.

Curvas de distribuição de efluentes

- O Latossolo Amarelo muito argiloso apresentou baixos valores do fator de retardamento.
- O valor obtido para o número de Peclet caracterizou uma predominância de movimento advectivo no transporte de potássio na matriz do Latossolo amarelo muito argiloso estudado.
- O Latossolo Amarelo apresentou baixa capacidade de retenção de potássio, com consequente risco de lixiviação deste soluto para camadas mais profundas do solo e contaminação de águas subterrâneas, em caso de adições elevadas deste fertilizantes (fertilizantes e/ou efluentes).

Precipitações total e efetiva

- As precipitações efetivas no dendezal adulto e na floresta primária apresentaram valores próximos em decorrência de suas capacidades de interceptação da chuva serem semelhantes.

Umidade volumétrica do solo

- Os solos permaneceram na maioria do tempo úmidos, com valores acima de $40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (dados não calibrados) em mais de 90% do período de estudo, evidenciando a elevada porosidade e intensidade de precipitações na região estudada.

Lixiviação de potássio no solo

- O potássio apresentou baixa interação com o Latossolo Amarelo devido principalmente ao seu pH ácido e à predominância do argilomineral caulinita, que possui baixa capacidade de adsorção de cátions (CTC). Os teores relativamente baixos de carbono não conseguiram aumentar de forma efetiva a capacidade deste solo em reter cátions.
- O alto potencial de lixiviação apresentado pelo Latossolo Amarelo, aliado a uma fertilização acima da capacidade de absorção do dendezeiro, pode implicar em riscos ambientais com a contaminação do lençol freático, assim como em perdas econômicas pela má administração de insumos.
- A quantidade total de potássio lixiviado, considerando lixiviado a quantidade que passa pela profundidade de 100 cm, no solo do dendezal adubado, corresponde a 1,5 vezes mais que no solo do dendezal não adubado e de cerca de 4,4 vezes a quantidade total de potássio lixiviado na floresta.

5.2. Recomendações

Curvas de distribuição de efluentes

- Nos experimentos de curvas de distribuição de efluentes com Latossolo Amarelos muito argilosos e baixa capacidade de troca de cátions, recomenda-se a utilização de soluções com menores concentrações de potássio e com vazão de bombeamento reduzida, visando uma melhor caracterização do transporte deste soluto no solo.

Precipitações total e efetiva

- A capacidade de interceptação da chuva pela vegetação é responsável por reter as menores precipitações na sua quase totalidade. Tal fenômeno deve ser considerado em estudos de simulação de fluxos com dados de precipitação total, que devem ser transformados para precipitação efetiva.

Lixiviação de potássio no solo

- Recomenda-se a realização de um estudo abrangendo um período maior, incluindo também os meses com menores pluviosidades, para que se possa realizar uma análise comparativa do comportamento do potássio no solo considerando a sazonalidade local.
- A fertilização potássica no dendezal deve considerar as adubações pretéritas, a época de aplicação do fertilizante, o ciclo de adubação, assim como o aporte deste elemento pela decomposição da liteira dos dendezeiros, rica em potássio.
- Para melhor otimizar o uso de fertilizantes e redução dos riscos de contaminação do lençol freático, deve-se também observar as características do solo e o regime de chuvas da região, de modo a propiciar um maior

aproveitamento por parte do dendezeiro e menores perdas de potássio por lixiviação.

- A contaminação de aquíferos e do lençol freático por potássio é um risco quando das aplicações de teores elevados em solos com baixa capacidade de retenção e elevada capacidade de transmissão dos solutos. Esta situação é existente em usinas de cana-de-açúcar e usina de extração de óleo de dendê, pelo descarte no solo de vinhaça e efluentes respectivamente.

REFERÊNCIAS

• Autores citados e referenciados

AGAMUTHU, P.; BROUGHTON, W. J. Factors affecting the development of the rooting system in young oil palms (*Elaeis guineensis* Jacq.). *Agriculture, Ecosystems and Environment*, v. 17, p. 173-179, 1986.

ALBUQUERQUE, F. S.; FRANÇA E SILVA, Ê. F.; SOUZA, A. E. R.; ROLIM, M. M. Lixiviação de potássio em um cultivo de pimentão sob lâminas de irrigação e doses de potássio. *Revista Caatinga*, Mossoró, v. 24, n. 3, p. 135-144, jul.-set., 2011.

ALCÂNTARA, M. A. K.; CAMARGO, O. A. Movimentação de nitrato em horizonte superficial e subsuperficial de Latossolo e Nitossolo com cargas variáveis. *Pesquisa agropecuária.brasileira*, Brasília, v. 45, n. 1, p. 81-88, jan. 2010.

ALCÂNTARA, M. A. K.; CAMARGO, O. A. Fator de retardamento e coeficiente de dispersão-difusão para o crômio (III) em solos muito intemperizados, influenciados pelo pH, textura e matéria orgânica. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v. 25, n. 1, p. 209-216, 2001.

ALENCAR, L. P.; SEDIYAMA, G. C.; MANTOVANI, E. C. Estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o padrão FAO), para Minas Gerais, na ausência de alguns dados climáticos. *Engenharia Agrícola de Jaboticabal*, v.35, n.1, p.39-50, jan./fev. 2015.

ALFARO, M. A.; JARVIS, S. C.; GREGORY, P. J. Factors affecting potassium leaching in different soils. *Soil Use and Management*, n. 20, p. 182-189, 2004.

ALLEN R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. 56. Roma: FAO, 297p, 1998.

ALLEN, R. G.; SMITH, M.; PERRIER, A.; PEREIRA, L. S. An update for the definition of reference evapotranspiration. ICID Bulletin, New Delhi, v. 43, n. 2, p. 93, 1994.

ANDRADE, A. G.; TAVARES, S. R. L.; COUTINHO, H. L. C. Contribuição da serrapilheira para recuperação de áreas degradadas e para manutenção da sustentabilidade de sistemas agroecológicos. Informe Agropecuário, Belo Horizonte, v. 24, n. 220, p. 55-63, 2003.

ANDRADE, C. W. L.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; ASSIS, F. M. C. V. Adsorção e deslocamento do íon potássio em planossolo háplico no semiárido pernambucano. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HIDRÍCOS DO NORDESTE, 12., Natal, 2014.

ASKRI, B.; AHMED, A. T.; ABICHOU, T.; BOUHLILA, R. Effects of shallow water table, salinity and frequency of irrigation water on the date palm water use. Journal of Hydrology, v. 513, p. 81–90, March 2014.

ASSIS, F. M. C. V.; ANDRADE, C. W. L. A.; MONTENEGRO, A. A. A. Obtenção dos parâmetros de transporte de sais utilizando o modelo DISP. In: CONGRESSO SOBRE USO E MANEJO DO SOLO, 6., 2014, Recife, 2014.

AWAL, M. A.; WAN ISHAK, W. I. Measurement of Oil Palm LAI by Manual and LAI-2000 Method. Asian Journal of Scientific Research, v. 1, p. 49-56, 2008.

BASSO, J. B.; KIANG, C. H. Retardamento e dispersão hidrodinâmica de cobre, potássio e cloreto em solos residuais do subgrupo Itararé no Estado de São Paulo. Águas Subterrâneas, v. 31, n. 1, p. 117-133, 2017.

BECK, J. V. Sequential Methods in Parameter Estimation, 3rd International Conference on Inverse Problems in Engineering, Tutorial Session, Port Ludlow, WA, 1999.

BELK, E. L.; MARKEWITZ, D.; RASMUSSEN, T. C.; CARVALHO, E. J. M.; NEPSTAD, D. C.; DAVIDSON, E. A. Modeling the effects of throughfall reduction on soil water content in a Brazilian oxisol under a moist tropical forest. *Water Resources Research*, v. 43, n. 8, p. 1-14, 2007.

BLAKE, G.R.; HARTGE, K.H. Bulk density. In: KLUTE, A. (Ed.). *Methods of soil analysis: physical and mineralogical methods*. 2nd ed. Madison: American Society of Agronomy, p. 363-375, 1986.

BORGES JÚNIOR, J. C. F.; FERREIRA, P. A. Equações e programa computacional para cálculo do transporte de solutos do solo. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 10, p. 604-611, 2006.

BORGES, P. A. P.; BULIGON, S. L.; COELHO, G. C. Resolução numérica da equação de Richards aplicada à análise das variações do teor de umidade de solos saturados e não saturados. In: CONGRESSO NACIONAL DE MATEMÁTICA APLICADA E COMPUTACIONAL, XXVIII, 2005, Santo Amaro, Bio Matemática. Campinas: IMECC, 2005.

BROMLY, M.; HINZ, C.; AYLMORE, G. Relation of dispersivity to properties of homogeneous saturated repacked soil columns. *European Journal of Soil Science*, v. 58, p. 293-301, February 2007.

BROOKS, R. H.; COREY, A. T. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Papers*, Fort Collins, Colorado, n. 3, 30 f, Mar 1964.

BURDINE, N.T. Relative permeability calculation from pore size distribution data. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, v. 198, p. 71-78, 1953.

CABRAL, O. M. R. Armazenagem da água num solo com floresta de terra firme e com seringueira implantado. 1991. 122f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) -

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, São Paulo, 1991.

CARR, M. K. V. The water relations and irrigation requirements of oil palm (*Elaeis guineensis*): a review. *Experimental Agriculture*, v.47, p. 629-652, 2011.

CARREIRE, M.; WALTER, J. M.; DUBREUIL, V.; CARVALHO JR., J. A. Estimativa do índice de área foliar e da biomassa aérea numa floresta tropical primária e secundária da região de Alta Floresta, Amazônia Matogrossense, In: CONGRESSO FLORESTAL NACIONAL. 5, 2005, Viseu, Portugal. 9p. CD-Rom, 2005.

CARVALHO, L. M. V.; SILVA, A. E.; JONES, C.; LIEBMANN, B.; DIAS, P. L. S.; ROCHA, H. R. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. *Climate Dynamics*, v. 34, p. 1-20, 2010.

CASTRO, P. H. M.; VENDRAME, P. R. S.; PINESE, J. P. P. Mineralogia da fração argila de solos localizados em ilhas no alto Rio Paraná, PR/MS. *Semina: Ciências Exatas e Tecnológicas*, Londrina, v. 35, n. 2, p. 181-188, 2014.

CERRI, C. C.; VOLKOFF, B. Carbon content in a yellow latosol of central Amazon rain forest. *Acta OEcológica*, v. 8, p. 29-42, 1987.

CETESB. Norma Técnica P4.231, de 9 de março de 2005. Dispõe sobre os critérios e procedimentos para aplicação de vinhaça no solo agrícola, São Paulo, 2005.

CHAUVEL, A.; VITAL, A. R. T.; LUCAS, Y.; DESJARDINS, T.; FRANKEN, W. K.; LUIZÃO, F. J.; ARAGUÁS, L. A.; ROZANSKI, K.; BEDMAR, A. P. O papel das raízes no ciclo hidrológico da floresta amazônica, VII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 28 de setembro a 2 de outubro, São Paulo, v. 1, 400f, p. 298-302, 1992.

CHAUVEL, A.; GRIMALDI, M.; TESSIER, D. Changes in soil pore-space distribution following deforestation and revegetation: an example from the Central Amazon basin, Brazil. *Forest Ecology and Management*, v. 38, p. 259-271, 1991.

COELHO FILHO, M. A.; BASSOI, L. H.; ANGELOCCI, L. R.; COELHO, E. F. PEREIRA, F. A. C. Irrigação e fertirrigação em fruteiras e hortaliças: relação solo-planta-atmosfera, cap. 1, p. 27-90, Brasília, DF: Embrapa Informação Tecnológica, 2011.

CORRÊA, M. M.; MARTINEZ, M. A.; COSTA, L. C.; RUIZ, H. A.; CORRÊA, M. M.; SAMPAIO, S. C. Modelo numérico do transporte de água e soluto no solo: I - simulação da distribuição de umidade Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande, v. 10, n. 1, mar. 2006.

CORRÊA, M. M.; LIMA, L. A.; MARTINEZ, M. A.; RIGINATO, R. L. O.; SAMPAIO, S. C. Deslocamento miscível de sulfona de aldicarbe em colunas de solo. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande, v. 3, n. 2, p. 217-221, 1999.

CORTE-REAL DE SOUSA, A. C. Análise por elementos finitos de processos de conformação plástica em regime estacionário. 1991. 100 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Estrutural) – Faculdade de Engenharia, Universidade do Porto, Porto, 1992.

COSTA, P. O. S. Avaliação em laboratório do transporte de contaminantes no solo do aterro sanitário de Sauípe/BA. 2002. 188 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Pontifícia Universidade Católica, Rio de Janeiro, 2002.

COUCEIRO, P. R. C.; SANTANA, G. P. Caulinita em solo da Amazônia: caracterização e permutabilidade. Acta Amazonica, v. 29, n. 2, p. 267-275, 1999.

CURI, N. Mineralogia e formas de K no solo. In: Simpósio sobre Potássio na Agricultura Brasileira, 2004, São Pedro. Informações Agronômicas, n. 107, Piracicaba: POTAFOS, setembro/2004, p. 1-22.

DALTON, F. N.; RAATS, P. A. C.; GARDNER, W. R. Simultaneous uptake of water and solutes by plant roots. *Agronomy Journal*, v. 67, p. 334-339, May 1975.

DE LA CRUZ, H. D. N. Modelagem numérica para avaliação do controle das águas na mineração. 2014. 157 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014.

DONAGEMMA, G. K.; RUIZ, V. H.; FERREIRA, P. A.; CANTARUTTI, R. B.; SILVA, A. T.; FIGUEIREDA, G. C. Distribuição do amônio, nitrato, potássio e fósforo em colunas de latossolos fertirrigadas. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, v. 32, p. 2493-2504, 2008.

DUFRENE, E.; DUBOS, B.; REY, H.; QUENCEZ, P.; SAUGIER, B. Changes in evapotranspiration from an oil palm stand (*Elaeis guineensis* Jacq.) exposed to seasonal water deficits. *Acta Oecologia*, v. 13, p. 299-314. 1992.

DURNER, W.; PETERS, A. HYPROP-FIT user's manual. Version 3.0. München, Germany, June 2015, 66p.

DURNER, W. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resources Research*, v. 30, p. 211–233, 1994.

ELZEFTAWY, A.; CARTWRIGHT, K. Undisturbed core method for determining and evaluating the hydraulic conductivity of unsaturated sediments. Washington, D.C: U.S. Department of the Interior, 1983. 52 p. Relatório Técnico.

EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. 3. ed. Brasília, 2013. 353p.

EMBRAPA. Manual de análises químicas de solos, plantas e fertilizantes. SILVA, F.C. (Ed.). Brasília: Embrapa Informação Tecnológica. 2009. 623p.

ENCINAS, O. C. Dinâmica da água e nutrientes na solução do solo em um dendezeal (*Elaeis guineensis* Jacq.) na Amazônia Central. 2016. 143 f. Tese (Doutorado em Agronomia Tropical) – Faculdade de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2016.

FAQUIN, V. Nutrição mineral de plantas. Curso de Pós-graduação “Lato Sensu” (Especialização) à Distância: Solos e Meio Ambiente - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2005.

FARMANTA Y.; SUGANDI, D. Rainfall interception by palm plant canopy. International Seminar on Promoting Local Resources for Food and Health, 12-13 October, Bengkulu, Indonesia, 2015.

FEDDES, R. A.; KOWALIK, P. J., ZARADNY, H. Simulation of field water use and crop yield, John Wiley & Sons, New York, NY, p. 194-209, 1978.

FERREIRA, P. A.; GARCIA, G. O.; MATOS, A. T.; RUIZ, H. A.; BORGES JÚNIOR, J. C. F. Transporte no solo de solutos presentes na água residuária de café conilon. Acta Science Agronomy, v. 28, n. 1, p. 29-35, jan./march 2006.

FERREIRA, S. J. F.; CRESTANA, S.; LUIZÃO, F. J.; MIRANDA, S. A. F. Nutrientes no solo em floresta de terra firme cortada seletivamente na Amazônia Central. Acta Amazonica, v. 31, n. 3, p. 381-396, 2001.

FETTER, C. W. Applied Hydrogeology, 3 ed. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1998.

FONSECA, J. A. Inibição da absorção de magnésio pelo potássio em plantas de milho. 1995. 83 f. Dissertação (Programa de Pós-graduação em Agronomia – Ciência do Solo) – Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.

GAMARRA, Y. P. L. Modelo de recomendação de adubação e calagem para a cultura de dendê (*Elaeis guineensis* Jacq.) com base em balanço nutricional. 2014. 52 f. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2014.

GERRITSMA, W.; SOEBAGYO, X. An analysis of the growth of leaf area of oil palms in Indonesia. *Experimental Agriculture*, v. 35, p. 293-308, 1999.

GONÇALVES, A. D. M. A.; LIBARDI, P. L. Análise da determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, v. 37, p. 1174-1184, 2013.

GONÇALVES, A. D. M. A. Efeitos da temperatura no transporte dos íons potássio e nitrato no solo. 2007. 83f. Dissertação (Mestrado em Física do Ambiente Agrícola) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2007.

GRIGOLON, G. B. Curva de retenção de água no solo determinada a partir de um número mínimo de pares de umidade e tensão na câmara de Richards. 2013. 82 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Irrigação e Drenagem, Piracicaba, 2013.

GUILLAUMET, J. L.; RODRIGUES, M. R. L.; MIRANDA, I.P.A. A Estação Experimental do Rio Urubu – Embrapa Amazônia Ocidental. In: MIRANDA, I. P. et al. (Eds.). *Ecossistemas florestais em áreas manejadas na Amazônia*. Manaus, AM: Ministério da Ciência e Tecnologia, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, p. 21-39, 2003.

GUZMÁN, C. P. H. Teores referenciais de nutrientes em folhas de dendê (*Elaeis guineensis*. Jacq) para as condições da Amazônia. 2014. 58 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2014.

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J. Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas advectivos na Região Metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS: sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 26, n. 4, p. 591-608, 2011.

HARTER, R. D. Acid soils of the tropics. ECHO Technical Note. *Conservation Letters*, v. 1. p. 60–64, 2007.

HARTLEY, C. W. S. La palma de aceite. México. Editorial Continental, 1983.

HENSON, I. E.; HARUN, M. H. The influence of climatic conditions on gas and energy exchanges above a young oil palm stand in North Kedah, Malaysia. *Journal of Oil Palm Research*, v. 17, p. 73-91, 2005.

HENSON, I. E.; MOHD HANIFF, H. Carbon dioxide enrichment in oil palm canopies and its possible influence on photosynthesis. *Oil Palm Bulletin*, n. 51, p. 1-10, 2005.

HENSON, I. E.; CHANG, K. C. Chapter 4. Oil palm productivity and its component processes. *Advances in Oil Palm Research*, v. 1, p. 97-145, 2000.

IBGE. Manual Técnico de Pedologia. 2. ed. n. 4. Rio de Janeiro: IBGE, 2007.

INMET. Normais climatológicas do Brasil 1981-2010. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisclimatologicas>>. Acesso em 21 mai. 2018.

JADOSKI, S. O.; SAITO, L. R.; PRADO, C.; LOPES, E. C.; SALES, L. L. S. R. Características da lixiviação de nitrato em áreas de agricultura intensiva. *Pesquisa Aplicada & Agrotecnologia*, v. 3, n. 1, 2010.

JAIN, A. K.; MURTY, V. V. N. Simulation of soil moisture profiles for scheduling of irrigations. *Agricultural Water Management*, v. 10, p. 175-181, 1985.

JORDAN, C. F.; UHL, C. Biomass of a "tierra firme" forest of the Amazon Basin. *Oecologia Plantarum*, v. 13, p. 387-400. 1978.

KAMINSKI, J.; BRUNETTO, G.; MOTERLE, D. F.; RHEINHEIMER, D. S. Depleção de formas de potássio do solo afetada por cultivos sucessivos. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, v. 31:1003-1010, 2007.

KER, J. C. Latossolos do Brasil: uma revisão. *Geonomos*, Universidade Federal de Viçosa, MG, v. 5, n. 1, p. 17-40, 1997.

KLEIN, V. A.; BASEGGIO, M.; MADALOSSO, T.; MARCOLIN, C. D. Textura do solo e a estimativa do teor de água no ponto de murcha permanente com psicrômetro. *Ciência Rural*, Santa Maria, v. 40, n. 7, p.1550-1556, 2010.

KLEIN, V. A.; REICHERT, J. M.; REINERT, D. J. Água disponível em um Latossolo Vermelho argiloso e murcha fisiológica de culturas. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.10, n.3, p.646–650, 2006.

KLUTE A.; DIRKSEN C. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: KLUTE A. (Ed.) *Methods of soil analysis*. Madison: American Society of Agronomy, p. 687- 734, 1986.

KORF, E. P.; MELO, E. F. R. Q.; THOMÉ, A.; ESCOSTEGUY, P. A. V. Retenção de metais em solo da antiga área de disposição de resíduos sólidos urbanos de Passo Fundo – RS. *Revista de Ciências Ambientais*, Canos, v. 2, n. 2, p. 43-60, 2008.

KOSUGI, K. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, v. 32, n. 9, p. 2697-2703, Set 1996.

LACERDA, C. F.; ENÉAS FILHO, J.; PINHEIRO, C. B. *Fisiologia vegetal*. 3 ed. Fortaleza: UFC, 2007.

LACERDA, R. D.; CARVALLO GUERRA, H. O.; BARROS JÚNIOR, G.; FARIAS CAVALCANTI, M. L.; BARROS, A. D. Determinação da condutividade hidráulica de um solo argiloso pelo método do perfil instantâneo. *Revista de Biologia e Ciências da Terra, Paraíba*, v. 5, 2005, n. 1, 2005.

LEIJ, F. J.; VAN GENUCHTEN, M. Th. *Soil Physics Companion*. In: A. W. Warwick (ed.). Boca Raton, Florida: CRC Press, 2002, cap. 6, p. 189-248.

LEONARD, R. A.; KNISEL, W. G.; STILL, D. A. GLEAMS: Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, v. 30, n. 5, p. 1403-1418, Set-Out, 1987.

LIMA JÚNIOR, J. C.; ARRAES, F. D. D.; OLIVEIRA, J. B.; NASCIMENTO, F. A. L.; MACÊDO, K. G. Parametrização da equação de Hargreaves e Samani para estimativa da evapotranspiração de referência no Estado do Ceará, Brasil. *Revista Ciência Agronômica, Fortaleza*, v. 47, n. 3, p. 447-454, jul-set 2016.

LIMBERGER, L.; SILVA, M. E. S. Precipitação na bacia amazônica e sua associação à variabilidade da temperatura da superfície dos oceanos Pacífico e Atlântico: uma revisão. *Geosp – Espaço e Tempo (Online)*, v. 20, n. 3, p. 657-675, 2016.

LLOYD, C. R.; GASH, J. H. C.; SHUTTLEWORTH, W. J.; MARQUES, F. A. The measurement and modeling of rainfall interception by Amazonian rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 43, p. 277-294, 1988.

LUIZÃO, F. J. Litter production and mineral element input to the forest floor in a Central Amazonian forest. *GeoJournal*, v. 19, n. 4, p. 407-417, 1989.

MACWILLIAM, A. –L. C.; ROBERTS, J. M.; CABRAL, O. M. R.; LEITÃO, M. V. B. R.; COSTA, A. C. L.; MAITELLI, G. T.; ZAMPARONI, C. A. G. P. Leaf area index and above-ground biomass of terra firme rain forest and adjacent clearings in Amazonia. *Functional Ecology*, v. 7, p. 310-317, 1993.

MALLMANN, F. J. K. Modelagem da transferência de cobre e zinco em solos contaminados por dejetos líquidos de suínos. 2013.104 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Área de Concentração em Processos Químicos e Ciclagem de Elementos, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2013.

MANNICH, M.; GUETTER, A. K. Solução analítica da equação de Richards. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 16, n. 1, p. 47-54, Jan/Mar 2011.

MARKEWITZ D.; DEVINE, S.; DAVIDSON, E. A.; BRANDO, P.; NEPSTAD, D. C. Soil moisture depletion under simulated drought in the Amazon: impacts on deep root uptake. New Phytology, v. 187(3), p. 592-607, 2010.

MARQUES, J. D. O.; TEIXEIRA, W. G.; REIS, A. M.; CRUZ JÚNIOR, O. F.; BATISTA, S. M.; AFONSO, M. A. C. B. Atributos químicos, físico-hídricos e mineralogia da fração argila em solos do Baixo Amazonas: Serra de Parintins. Acta Amazonica, v. 40, n. 1, p. 1-12, 2010.

MARTINEZ, M. A.; RAMOS, V. B. N.; MATOS, A. T.; OLIVEIRA, R. A.; COSTA, S. N. Influência da competição catiônica nos valores de fator de retardamento e coeficiente de dispersão-difusão de zinco e cobre no solo. R. Bras. Eng. Agríc. Ambiental, Campina Grande, v.5, n.2, p.211-215, 2001.

MATOS, A. T.; FONTES, M. P. F.; COSTA, L. M.; MARTINEZ, J. A. fatores de retardamento e coeficientes de dispersão-difusão dos metais zinco, cádmio, cobre e chumbo em solos no município de Viçosa-MG. II. Correlação com algumas propriedades físicas do solo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 25, Viçosa, 1995. Anais. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo/Universidade Federal de Viçosa, p. 2333-2336, 1995b.

MELO FILHO, J. F.; SACRAMENTO, J. A. A. S.; CONCEIÇÃO, B. P. S. Curva de retenção de água elaborada pelo método do psicrômetro para uso na determinação

do índice “S” de qualidade física do solo. *Revista Engenharia Agrícola*, Engenharia Agrícola, Jaboticabal, v. 35, n. 5, p.959-966, set./out. 2015.

MENDES, W. C.; ALVES JÚNIOS, J.; CUNHA, P. C. R.; SILVA, A. R.; EVANGELISTA, A. W. P.; CASAROLI, D. Potassium leaching in different soils as a function of irrigation depths. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 20, n. 11, p. 972-977, 2016.

MIGUEL, P. S. B.; GOMES, F. T.; ROCHA, W. S. D.; MARTINS, C. E.; CARVALHO, C. A.; OLIVEIRA, A. V. Efeitos tóxicos do alumínio no crescimento das plantas: mecanismos de tolerância, sintomas, efeitos fisiológicos, bioquímicos e controles genéticos. *CES Revista*, v. 24, p. 13-29, 2010.

MIQUELETTTO, M. Desenvolvimento de procedimentos numéricos para análise de infiltração e estabilidade de taludes em bacias de drenagem. 2007. 152 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

MIRANDA, J. H.; BÉRGAMO, L. R.; REIS, J. B. R. S.; CRUCIANI, D. E.; DUARTE, S. N. Distribuição da concentração de potássio no solo em lisímetros cultivados com amendoim. *Engenharia Agrícola*, Jaboticabal, v. 30, n. 2, p. 253-263, mar./abr. 2010.

MOREIRA, P. H.; COTTA, R. M.; ORLANDE, H. R. B. Analysis of models for the transport of solutes in soil columns. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF MECHANICAL ENGINEERING, 19, Brasília, 2007. Proceedings of COBEM, 2007.

MOURA, A. E. S. S.; CARVALHO, J. F.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; CARMO, A. I.; MAGALHÃES, A. G.; SOUSA, C. C. M.; ANTONINO, A. C. D.; ARAÚJO, J. A. C. MELO, R. O. Determinação de parâmetros hidrodispersivos em solos da zona da mata de Pernambuco. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 18, n. 3, p. 109-115, jul/set 2013.

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, v. 12, n. 3, p. 513-522, Jun 1976.

MÜLLER, A. A.; ANDRADE, E. B. Aspectos gerais sobre a fenologia da cultura da palma de óleo. In: RAMALHO FILHO; MOTTA, P. E. F.; FREITAS, P. L. DE; TEIXEIRA W. G. Zoneamento agroecológico, produção e manejo para a cultura da palma de óleo na Amazônia. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, p. 83-92, 2010.

MÜLLER, A. A.; FURLAN JÚNIOR, J.; CELESTINO FILHO, P. A Embrapa Amazônia Oriental e o agronegócio do dendê no Pará. Belém: Embrapa Amazônia Oriental, 2006.

MUNIZ, R. S. Fluxos de água em um Latossolo Amarelo na Amazônia Oriental e seus efeitos sobre a estrutura do solo. 2017. 130 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

NACHTIGALL, G.R.; VAN RAIJ, B. Análise e interpretação do potássio no solo. In: YAMADA, T. & ROBERTS, T.L. Potássio na agricultura brasileira. Piracicaba, POTAFOS. p. 93-118. 2004.

NELSON, P. N.; BANABAS, M.; SCOTTER, D. R.; WEBB, M. J. Using soil water depletion to measure spatial distribution of root activity in oil palm (*Elaeis guineensis* Jacq.) plantations. *Plant Soil*, v. 286, p. 109–121, 2006.

NETTO, A. M.; LIMA, L. J. S.; ANTONINO, A. C. D.; SOUZA, E. S.; ANGULO-JARAMILLO, R. Caracterização hidrodinâmica e hidrodispersiva de um Latossolo Amarelo na microrregião do brejo paraibano. *R. Bras. Ci. Solo*, v. 37, p. 86-96, 2013.

NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Miscible displacement: ii. Behavior of tracers. *Soil Science Society of America Proceedings*, v. 26, n. 2, p. 125-128, 1962.

NOOR, M. R. M.; HARUN, M. H. The role of leaf area index (LAI) in oil palm. Oil Palm Bulletin, v. 48, p. 11-16, 2004.

NOVY-QUADRI, G. Transferts de solutés dans les sols saturés et non saturés: application au pentachlorophénol. 1993. 204 f. Tese (Doutorado em Mecânica) – Université Joseph-Fourier - Grenoble I, Français, 1993.

NUNES, M. F. F. N.; VARGAS, R. B. S.; ROCHA, L. R.; BATISTELLA, G.; AZEVEDO, J. A. de; RODRIGUES, L. N.; SILVA, E. F. F. Quantificação de raízes de dendê irrigado por microaspersão no cerrado utilizando imagens digitais. In: JORNADA DE ENSINO, PESQUISA E EXTENSÃO DA UFRPE, 9.; SEMANA NACIONAL DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA, 6., 2009, Recife. Anais... Recife: UFRPE, 2009.

OMLIN, M.; REICHERT, P. A comparison of techniques for the estimation of model prediction uncertainty. Ecological Modelling, v. 115, p. 45–59, 1999.

OLIVEIRA, E. M. M.; RUIZ, H. A.; FERREIRA, P. A.; ALVAREZ, V. H.; BORGES JÚNIOR, C. F. Fatores de retardamento e coeficientes de dispersão-difusão de fosfato, potássio e amônio em solos de Minas Gerais. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande, v. 8, n. 2/3, p. 196-203, 2004.

OLIVEIRA, M. W. D.; TRIVELIN, P. C. O.; BOARETTO, A. E.; MURAOKA, T.; MORTATTI, J. Leaching of nitrogen, potassium, calcium and magnesium in a sandy soil cultivated with sugarcane. Pesquisa Agropecuária Brasileira, v.37, p.861-868, 2002.

PAGLIA, E. D.; MONTE SERRAT, B.; FREIRE, C. A. L.; SIRTOLI, A. R. A.; VEIGA, A. M. Effect of potassium on the leaching of chemical species in a soil treated with sewage sludge. Brazilian Archives of Biology and Technology, v. 49, n. 3, p. 375-383, 2006.

PARKHURST, D. L.; APPELO, C. A. J. User's guide to PHREEQC: a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Version 2. Denver, Colorado: Earth Science Information Center, Open-File Reports Section, 1999.

PARLANGE, J. Y.; STARR, J. L.; VAN GENUCHTEN, M. TH.; BARRY D. A.; PARKER, J. C. Exit condition for miscible displacement experiments. Soil Science, v. 153, n. 3, p. 165-171, 1992.

PAW U, K. T.; GAO, W. Applications of solutions to nonlinear energy budget equations. Agricultural and Forest Meteorology, Amsterdam, n. 43, p. 121–145, Jan 1988.

PEDROTTI, A.; CHAGAS, R. M.; RAMOS, V. C.; PRATA, A. P. N.; LUCAS, A. A. T.; SANTOS, P. B. Causas e consequências do processo de salinização dos solos. Revista Eletrônica em Gestão, Educação e Tecnologia Ambiental Santa Maria, v. 19, n. 2, p. 1308-1324, mai-ago. 2015.

PEREIRA, A. S.; SANTOS, E. H.; EVANGELISTA, S. R. M.; ASSAD, E. D.; ROMANI, L. A. S.; OTAVIAN, A. F. Compilação de coeficientes de cultura (Kc) determinados em condições brasileiras. Edição: 2005. Fonte/Imprensa: In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 14, 2005, Campinas/SP. Agrometeorologia, agroclimatologia e agronegócio. Campinas/SP: CBAgro, p. 1-2, 2005.

PEREIRA, D. N.; MARTINS, W. B. R.; ANDRADE, V. M. S.; OLIVEIRA, F. A. Influência da remoção de serapilheira no teor de fósforo e potássio na Amazônia Oriental. Agrária Revista Brasileira de Ciências Agrárias, v. 12, n. 3, p. 380-385, 2017.

PINHO, R. E. C.; MIRANDA, J. H. Avaliação do modelo HYDRUS-1D na simulação do transporte de água e potássio em colunas preenchidas com solos tropicais. Engenharia Agrícola, Jaboticabal, v. 34, n. 5, p. 899-911, set./out. 2014.

PINHO, R. E. C. Teores de água e solutos no solo: desempenho e sensibilidade do modelo Hydrus-1D. 2009. 81 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Física do Ambiente Agrícola, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade do Estado de São Paulo, Piracicaba, 2009.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações. 2. ed. Barueri: Manole, 2004.

REZENDE, V. O método de Galerkin. 2005. 49 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Departamento de Matemática, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2005.

RIBEIRO, D. P.; MARTINEZ, M. A.; MATOS, A. T.; RUIZ, H. A.; PARREIRAS, M. S. N.; CECON, P. R. Relação da velocidade de escoamento da solução e do comprimento da coluna de solo com os parâmetros de transporte de potássio em um Latossolo e um Neossolo. R. Bras. Ci. Solo, v. 35, p. 1907-1916, 2011.

RODRIGUES, L. N.; PRUSKI, F. F.; SILVA, E. M. Metodologia para estimativa da precipitação efetiva em áreas agrícolas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA – CONBEA, XXXII, 2003, Goiânia.

RODRIGUES, M. L. R.; AMBLARD, P.; SILVA, E. B.; MACÊDO, J. L. V.; CUNHA, R. N. V.; TAVARES, A. M. Avaliação do estado nutricional do dendezeiro: análise foliar. Manaus: Embrapa Amazônia Ocidental, 2002.

ROSOLEM, C. A.; SGARIBOLDI, T.; GARCIA, R. A.; CALONEGO, J. C. Potassium leaching as affected by soil texture and residual fertilization in tropical soils. Communications in Soil Science and Plant Analysis, v. 41, p. 1934–1943, 2010.

ROSOLEM, C. A.; CALONEGO, J. C.; FOLONI, J. S. S. Lixiviação de potássio da palha de espécies de cobertura de solo de acordo com a quantidade de chuva aplicada. R. Bras. Ci. Solo, v. 27, p. 355-362, 2003.

ROTH, K. Soil physics: lecture notes. Version 2.2. Stuttgart: University of Hohenheim, Institute of Soil Science, 385f. 2012.

SALDARRIAGA, J. G. Forest succession in the upper Rio Negro of Columbia and Venezuela. Tese. University of Tennessee, Knoxville, 1985.

SANTOS, H. G.; ALMEIDA, J. A.; OLIVEIRA, J. B.; LUMBRERAS, J. F.; ANJOS, L. H. C.; COELHO, M. R.; JACOMINE, P. K. T.; CUNHA, T. J. F.; OLIVEIRA, V. Á. Sistema brasileiro de classificação de Solos, 3 ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 2016.

SANTOS, R. S. S. Simulação da dinâmica do íon potássio pelo modelo HYDRUS-1D em condições de solo salino. 2014. 132 f. Tese (Doutorado em Ciências) – Engenharia de Sistemas Agrícolas, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade do Estado de São Paulo, Piracicaba, 2014.

SANTOS, M. A. Extração de água do solo por plantas de soja: modelagem hidrofísica e empírica. 2011. 75 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2011.

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

SCHLEGEL, P.; HUWE, B.; TEIXEIRA, W. G. Modelling species and spacing effects on root zone water dynamics using Hydrus-2D in an Amazonian agroforestry system, *Agroforestry Systems*, v. 60, p. 277–289, 2004.

SCHNEEBELI, M.; WOLF, S.; KUNERT, N.; EUGSTER, W.; MÄTZLER, C. Relating the X-band opacity of a tropical tree canopy to sapflow, rain interception and dew formation. *Remote Sensing of Environment*, v. 115, p. 2116–2125, 2011.

SCHROTH, G.; RODRIGUES, M. R. L.; D'ANGELO, S. A. Spatial patterns of nitrogen mineralization, fertilizer distribution and roots explain nitrate leaching from mature Amazonian oil palm plantation. *Soil Use and Management*, v. 16, p. 222-229, 2000.

SCOTT, H. D. *Soil physics: agriculture and environmental applications*. 1. ed. Iowa: Wiley-Blackwell, 2000.

SECCHI, A. R. *Modelagem e simulação de processos*. Porto Alegre: UFRS, 1995.

SEDYAMA, C. G.; RIBEIRO, A.; LEAL, B. G. Relações clima-água-planta. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 27, 1998, Poços de Caldas. Simpósio... Poços de Caldas: UFLA/SBEA, p. 46-85, 1998.

SILVA, L. P. Influência do íon acompanhante nos parâmetros de transporte do nitrato no solo. Dissertação (Mestre em Ciências) - Engenharia de Sistemas Agrícolas, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade do Estado de São Paulo, Piracicaba, 2013.

SILVA, L. S.; POCOJESKI, E.; BRITZKE, D.; KAEFER, S.; GRIEBELER, G.; SANTOS, D. R. Disponibilidade de potássio a arroz irrigado por alagamento em solos de várzea, *Pesquisa Agropecuária Tropical*, Goiânia, v. 45, n. 4, p. 379-387, out./dez. 2015.

SILVA, M. A. G.; BOARETTO, A. E.; FERNANDES, H. G.; SCIVITTARO, W. B. Efeito do cloreto de potássio na salinidade de um solo cultivado com pimentão, *Capsicum annuum* L., em ambiente protegido. *Acta Scientiarum*. Maringá, v. 23, n. 5, p. 1085-1089, 2001.

SILVA, N. F.; LELIS NETO, J. A.; TEIXEIRA, M. B.; CUNHA, F. N.; MIRANDA, J. H.; COELHO, R. D. Distribuição de solutos em colunas de solo com vinhaça. *Irriga*, Botucatu, Edição Especial, p. 340-350, 2012.

SILVEIRA, M. A. G.; VITUSSO, L.; MEDINA, N. H. Distribuição de potássio em cana-de-açúcar. In. International Joint Conference RADIO, 2014, Gramado, RS, Brazil, SOCIEDADE BRASILEIRA DE PROTEÇÃO RADIOLÓGICA – SBPR. August 26-29, 2015.

SILVEIRA, R. L. V. A.; MALAVOLTA, E. Nutrição e adubação potássica em *Eucalyptus*, Informações agronômicas, POTAFOS, n. 91, setembro/2000.

ŠIMŮNEK, J.; ŠEJNA, M.; SAITO, H.; SAKAI, M.; VAN GENUCHTEN, M. TH.. The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 4.16. Riverside: University of California Riverside, 2013.

ŠIMŮNEK, J.; HOPMANS, J. W. Modeling compensated root water and nutrient uptake. Ecological Modelling, v. 220, p. 505-521, 2008.

ŠIMŮNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M. T.; ŠEJNA, M. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 3.0, HYDRUS Software Series 1. Riverside: Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, 2005.

ŠIMŮNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M. TH.; ŠEJNA, M.; TORIDE, N.; LEIJ, F. J. The STANMOD computer software for evaluating solute transport in porous media using analytical solutions of convection-dispersion equation. Versions 1.0 and 2.0. Riverside: University of California Riverside, November 1999.

ŠIMŮNEK, J.; ŠEJNA, M.; VAN GENUCHTEN, M. TH. The Hydrus-2D software package for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. Version 1.0. Golden: Colorado School of Mines, 1996.

SKAGGS, T. H.; VAN GENUCHTEN, M. TH.; SHOUSE, P. J.; POSS, J. A. Macroscopic approaches to root water uptake as a function of water and salinity stress. Agricultural Water Management, v. 86, p. 140-149, 2006.

SQUIRE, G. R. Techniques in environmental physiology of oil palm: partitioning of rainfall above ground. PORIM Bulletin, n. 9, p. 1-9, 1984.

SURRE, C.; ZILLER, R. La palmera de aceite. Barcelona: Ed. Blume, 1969.

TAFTEH, A.; SEPASKHAH, A. R. Application of HYDRUS-1D model for simulating water and nitrate leaching from continuous and alternate furrow irrigated rapeseed and maize fields. Agricultural Water Management, v. 113, 2012, p. 19-29, July 2012.

TANI, M.; ABDUL RAHIM, N.; YASUDA, Y.; NOGUCHI, S.; SITI AISAH, S.; MOHD MD, S.; TAKANASHI, S. Long-term estimation of evapotranspiration from a tropical rain forest in Peninsular Malaysia. In: Proceedings of the Symposium HS02a held during IUGG2003, July-2003, Sapporo, Japan. Water Resources Systems – Water Availability and Global Change. IAHS Publ. n 280. p. 267-274, 2003b.

TEIXEIRA, P. C.; CAMPOS, D. V. B.; PIRES, L. O. B. Sais Solúveis. In: Manual de métodos, Embrapa, p. 299-318, 2017.

TEIXEIRA, W. G. Land use effects on soil physical and hydraulic properties of a clayey Ferralsol in the Central Amazon. Bayreuther Bodenkundliche Berichte, v. 72, p. 1-255, 2001.

TORIDE, N.; LEIJ, F. J.; van GENUCHTEN, M. Th. The CXTFIT code for estimating transport parameters from laboratory or field tracer experiments. Version 2.0. Riverside: University of California Riverside. U. S. Salinity Laboratory, August 1995.

VALLEJO, G. Botánica. In: VALLEJO, G.; FIGUEREDO, P.; ROJAS, L.; MUÑOZ, R.; MENA, E.; CRUZ, R.; GENTY, P.; SANCHES, A.; LOWE, J.; ARAGON, J. Palma Africana de aceite. Palmira: ICA, p. 25-53, 1978.

VALOCCHI, A. J.; Describing the transport of ion-exchanging contaminants using an effective approach. Water Resources Research, v. 20, n. 4, p. 499-503, April 1984.

VANAPALLI, S. K.; LOBBEZOO, J. P. A normalized function for predicting the coefficient permeability of unsaturated soils. In: PROCEEDINGS OF THE THIRD INTERNATIONAL CONFERENCE ON UNSATURATED SOILS, 3., 2002, Recife. Unsaturated Soils - Volume 2. Boca Raton: CRC Press, 2002. p. 839–844.

VAN DAM, J. C. et al. SWAP 1993: input instructions manual. Rapport 45. Wageningen, January 1994.

VAN GENUCHTEN, M. TH., A numerical model for water and solute movement in and below the root zone. Research Report n. 121, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California, 1987.

VAN GENUCHTEN, M. TH. Non-equilibrium transport parameters from miscible displacement experiments. USDA, U.S. Salinity Laboratory, Riverside, California, 94 f, 1981.

VAN GENUCHTEN, M. TH. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., v. 44, p. 892-898, 1980.

VAN GENUCHTEN, M. TH.; WIERENGA, P. J. Mass transfer studies in sorbing porous media i. analytical solutions. Soil Science Society of America Journal, v. 40, n. 4, p. 473-480, jul/ago 1976.

VAN RAIJ, B. Fertilidade do solo e adubação. 2 ed. Piracicaba: Franciscana, 1981.

VAN WAMBEKE. Properties and potentials of soils in the Amazon basis. Interciência, v. 3, n. 4, jul-ago 1978.

VEIHMEYER, F.J.; HENDRICKSON, A.H. The relation of soil moisture to cultivation and plant growth. Soil Science, v. 3, p. 498-513, 1927.

VIEGAS, A. S.; FURLAN JÚNIOR, J.; KALTNER, J. F. Situação atual e perspectivas futuras da dendeicultura nas principais regiões produtoras: a experiência do Brasil. In: MULLER, A. A. FURLAN JÚNIOR, J. (Ed.) Agronegócio do dendê: Uma alternativa social, econômica e ambiental para o desenvolvimento sustentável da Amazônia. Belém: Embrapa Amazônia Ocidental, p. 41-66, 2001.

VIÉGAS, I. J. Crescimento do dendezeiro (*Elaeis guineensis*, Jacq.), concentração, conteúdo e exportação de nutrientes nas diferentes partes de plantas com 2 a 8 anos de idade, cultivadas em Latossolo Amarelo Distrófico, Tailândia, Pará. 1993. 217 f. Tese (Doutorado) - ESALQ, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1993.

VIEIRA, E. O.; MARTINEZ, M. A.; PRATES, H. T.; MATOS, A. T.; MARQUES, C. C. L.; CUNHA, F. F. Modelagem computacional de transporte unidimensional de água e solutos no solo considerando a absorção pelas plantas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, XIII, 2004, São Paulo. Livro de Resumos. São Paulo: ABAS, 2004, p. 1-16.

VIERA, M.; SCHUMACHER, M. V.; CALDEIRA, M. V. W. Dinâmica de decomposição e nutrientes em plantio de *Eucalyptus urophylla* × *Eucalyptus globulus* no sul do Brasil. Floresta e Ambiente, v. 20, n. 3, p. 351-360, 2013.

VILLA NOVA, N. A.; SALATI, E.; MATSUI, E. Estimativa da evapotranspiração na Bacia Amazônica. Acta Amazonica, v. 6, n. 2, p. 215- 228, 1976.

VOGEL, T.; CÍSLEROVÁ, M. On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve. Transport in Porous Media, v. 3; p. 1-15, 1988.

WAGENET, R. J.; HUTSON, J. L. LEACHM: Leaching Estimation And Chemistry Model: a process-based model of water and solute movement, transformations, plant uptake and chemical reactions in the unsaturated zone, Continuum 2, Dept. of Agronomy, Cornell University, Ithaca, N.Y., 1987.

WANG, H.; JU X.; WEI, Y.; LI, B.; ZHAO, L., HU, K. Simulation of bromide and nitrate leaching under heavy rainfall and high-intensity irrigation rates in North China Plain. *Agricultural Water Management*, v. 97, 2010, p. 1646-1654, June 2010.

WANG, H. Describing and predicting breakthrough curves for non-reactive solute transport in statistically homogeneous porous media. 2002. Thesis (Degree of Doctor of Philosophy in Crop and Soil Environmental Science) - Faculty of the Virginia Polytechnic Institute and State University, Virginia, 2002.

WERLE, R.; GARCIA, R. A.; ROSOLEM, C. A. Lixiviação de potássio em função da textura e da disponibilidade do nutriente no solo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 32, p. 2297-2305, 2008.

WIDMOSER, P. A discussion on and alternative to the Penman–Monteith equation. *Agricultural Water Management*, Amsterdam, n. 96, p. 711-721, 2009.

ZANDONADI, D. B.; SANTOS, M. P.; MEDICI, L. O.; SILVA, J. Ação da matéria orgânica e suas frações sobre a fisiologia de hortaliças. *Horticultura Brasileira*, v. 32, p. 14-20, 2014.

• Autores consultados

BRADFORD, S. A.; ŠIMŮNEK, J.; BETTAHAR, M.; VAN GENUCHTEN, M. TH.; YATES, S. R. Modeling colloid attachment, straining, and exclusion in saturated porous media. *Environmental Science Technological*; v. 37, n. 10, p. 2242-2250, 2003.

CARCEL, R. F.; SMITH, C. H.; MULKEY, L. A.; DEAN, J. D.; JOWISE, P. P. User's manual for Pesticide Root Zone Model (PRZM): Release 1. US EPA, 600/3-84-109, 1984.

CARDOSO, E. M. Programa de integração CNEN – PIC: Módulo Informação Técnica. CNEN, 2003.

ESPINOSA, J. Mineralogia e formas de K no solo. In: Simpósio sobre Potássio na Agricultura Brasileira, 2004, São Pedro. Informações Agronômicas, n. 107, Piracicaba: POTAFOS, setembro/2004, p. 1-22.

FRIED, M.; BROESHARD, H. The soil-plant system in relation to inorganic nutrition. New York, Academic Press, p. 357, 1967 apud REICHARDT, K.; TIMM, L. C. Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações. 2. ed. Barueri: Manole, 2004.

GERMANN, P. F.; Preferential flow and the generation of runoff: 1. boundary layer flow. Water Resources Research, v. 26, n. 12, p. 3055-3063, Dez 1990.

GROHMANN, F. Superfície específica do solo de unidades de mapeamento do estado de São Paulo: I - estudo de perfis com horizonte B textural e horizonte B latossólico. Bragantia, v. 31, n. 13, p. 145-165, 1972.

LAL, R. Conversion of tropical rainforest: agronomic potential and ecological consequences. Advances in Agronomy, v. 39, p. 173-264, 1986.

LENHARD, R. J.; PARKER, J. C.; KALUARACHCHI, J. J. Comparing simulated and experimental hysteretic two-phase transient fluid flow phenomena. Water Resources Research, v. 27, n. 8, p. 2113-2124, Ago 1991.

LIMA, L. J. S. Transporte de água e de soluto em um latossolo do brejo paraibano: experimento de campo e parametrização. 2003. 145f. Dissertação (Mestrado em Tecnologias Energéticas e Nucleares) – Departamento de Energia Nuclear, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2003.

LUIZÃO, F. J.; SCHUBART, H. O. R. (1987). Litter production and decomposition in a terra firme forest of Central Amazonia. Experientia, v. 43, n. 3, p. 259-265, 1987.

MISRA, C.; MISHRA, B. K. Miscible displacement of nitrate and chloride under field conditions. Soil Science Society of America Journal, v. 41, p. 496-499, 1977.

MISRA, C.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Nitrogen transformations in soil during leaching; I. Theoretical Considerations. Soil Science Society of America, Proceedings, v. 8, p. 289-293, 1974.

MONCADA, M. P. H. Estudo em laboratório de características de colapso e transporte de soluto associadas à infiltração de licor cáustico em um solo laterítico. 219f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro. 2004.

MULAZZANI, R. P.; GUBIANI, P. I. Modelo de estimativa da área superficial específica do solo por meio da curva granulométrica. In: REUNIÃO SUL-BRASILEIRA DE CIÊNCIA DO SOLO, 11., 2016, Frederico Westphalen. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2016.

PHILIP, J. R. The theory of absorption in aggregated media. Australian Journal of Soil Research, 1968, v. 6, p. 1-19, Jul 1967.

PHILIPPI JR., A. (Coord.). Água e sustentabilidade no sistema solo-planta-atmosfera. Barueri, SP: Manole, 228p, 2016.

SALCEDO, I. H.; SAMPAIO, E. V. S. B.; CARNEIRO, C. J. G. Dinâmica de nutrientes em cana-de-açúcar. IV. Perdas de N por lixiviação em cana-planta fertilizada com uréia-15N. Pesquisa Agropecuária Brasileira, Brasília, v. 23, n. 7, p. 725-732, jul. 1988.

SELIM, H. M., DAVIDSON, J. M.; RAO, P. S. C. Transport of reactive solutes through multilayered soils. Division S-I - Soil Physics, Soil Science Society of America Journal, v. 41, p. 3-10, 1977.

ŠIMŮNEK, J.; JARVIS, N. J.; VAN GENUCHTEN, M. TH.; GÄRDENÄS, A. Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. Journal of Hydrology, v. 272, p. 14–35, 2003.

ŠIMŮNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M. TH. Numerical model for simulating multiple solute transport in variably-saturated soils, Proc. "Water Pollution III: Modelling, Measurement and Prediction, Ed. L. C. Wrobel and P. Latinopoulos, Computation Mechanics Publication, Ashurst Lodge, Ashurst, Southampton, UK, p. 21-30, 1995.

SUN, Y.; BUSCHECK, T. A.; HAO, Y. Decay networks for modeling reactive transport. Lawrence Livermore National Laboratory. V. 04, February 2010.

SUN, Y.; PETERSEN, J. N.; CLEMENT, T. P. Analytical solutions for multiple species reactive transport in multiple dimensions. Journal of Contaminant Hydrology, v. 35, p. 429–440, July 1998.

VAN GENUCHTEN, M. TH.; WIERENGA, P. J. Solute dispersion coefficients and retardation factors, 1986. In: KLUTE, A. Method of soils analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods. 2. ed. Madison: American Society of Agronomy, Inc., cap. 44, p. 1025-1054, 1994.

VAN GENUCHTEN, M. TH.; WAGENET, R. J. Two-site/two-region models for pesticide transport and degradation: theoretical development and analytical solutions. Division S-I - Soil Physics. Soil Science Society of America Journal, v. 53, n. 5, p. 1303-1310, September-October 1989.

VAN GENUCHTEN, M. TH.; ALVES, W. J. Analytical solutions of the one-dimensional convective-dispersive solute transport equation. USDA Tech. Bull. 1661, U.S. Gov. Print Office, Washington, DC, 149 f, 1982.

APÊNDICES

APÊNDICE A – Volume de poros e concentrações observadas e previstas de potássio obtidas nas curvas de distribuição de efluentes nas profundidades de 20 e 40 cm.

Profundidade 20 cm			
Nº	VP	Observado	Predito
1	0,51	0,001	0,001
2	0,87	0,049	0,036
3	1.230	0,168	0,173
4	1.600	0,371	0,374
5	1.960	0,556	0,56
6	2.320	0,685	0,707
7	2.560	0,813	0,78
8	2.800	0,817	0,837
9	3.050	0,903	0,882
10	3.290	0,938	0,914
11	3.530	0,965	0,937
12	3.770	0,983	0,955
13	4.130	0,922	0,972
14	4.500	0,957	0,983
15	4.860	0,938	0,99
16	5.220	0,938	0,994
17	5.580	0,944	0,996
18	5.950	0,928	0,998
19	6.310	0,969	0,999
20	6.670	0,973	0,999
21	7.030	0,983	0,999
22	7.400	0,981	1,00
23	7.760	0,977	1,00

Profundidade 40 cm			
Nº	VP	Observado	Predito
1	0,48	0,004	0
2	0,72	0,004	0,004
3	0,96	0,005	0,028
4	1.200	0,051	0,087
5	1.440	0,174	0,179
6	1.680	0,302	0,291
7	1.920	0,44	0,406
8	2.160	0,524	0,515
9	2.400	0,648	0,611
10	2.630	0,704	0,689
11	2.870	0,708	0,757
12	3.110	0,78	0,812
13	3.350	0,85	0,855
14	3.590	0,824	0,889
15	3.950	0,864	0,927
16	4.310	0,936	0,952
17	4.670	0,984	0,968
18	5.030	1,042	0,979
19	5.390	1,084	0,986
20	5.750	1,092	0,991
21	6.110	1,108	0,994
22	6.350	1,138	0,996
23	6.710	1,074	0,997
24	7.070	1,110	0,998
25	7.430	1,166	0,999

APÊNDICE B – Valores médios da concentração de íon potássio (mg L⁻¹) na solução do solo do dendeza e da floresta primária em três profundidades: 20, 40 e 100 cm.

Data	Dendeza sem adubo			Dendeza com adubo			Floresta Primária		
	20	40	100	20	40	100	20	40	100
05/01/15	0,46	1,31	0,26	0,53	0,29	0,73	0,15	0,10	0,11
21/01/15	0,66	0,62	1,82	0,38	0,39	0,98	0,33	0,07	0,17
04/02/15	0,12	0,11	0,11	0,37	0,35	0,65	0,06	0,19	0,05
23/02/15	0,13	0,04	0,08	NA	NA	NA	0,44	0,04	0,05
10/03/15	0,05	0,13	0,18	0,46	0,09	0,26	0,13	0,04	*
17/03/15	0,12	0,11	0,08	0,66	0,33	0,52	0,09	0,12	0,07
20/03/15	0,15	0,48	0,41	0,32	0,29	0,47	0,18	0,28	0,50
21/03/15	1,07	0,52	0,26	5,65	0,37	NA	0,28	0,21	0,43
22/03/15	0,22	0,21	0,22	4,22	0,20	0,44	0,59	0,16	0,12
23/03/15	NA	0,78	0,41	3,63	0,23	0,46	NA	0,11	0,62
24/03/15	0,32	0,76	0,77	6,53	0,31	2,76	0,85	0,21	0,14
25/03/15	NA	NA	NA	6,47	0,22	1,48	NA	NA	NA
26/03/15	0,25	0,40	0,35	7,98	0,37	1,17	0,37	0,16	0,53
27/03/15	0,41	0,28	0,26	4,88	0,18	0,43	0,24	0,18	0,15
30/03/15	0,35	0,75	1,39	5,79	0,56	0,86	0,15	0,62	0,24
01/04/15	0,99	0,42	1,75	5,82	0,29	0,77	0,48	0,43	0,32
04/04/15	0,64	0,28	0,45	4,37	0,24	0,25	0,29	0,18	0,17
08/04/15	NA	NA	NA	7,13	NA	0,60	NA	NA	NA
14/04/15	0,13	0,15	0,26	5,70	0,23	NA	*	NA	NA
20/04/15	0,29	0,29	0,33	5,37	0,26	0,37	0,12	0,35	0,12
23/04/15	0,20	0,21	0,40	4,62	0,28	0,77	0,09	0,19	0,37
27/04/15	0,28	0,19	0,45	4,00	0,33	0,70	0,16	0,25	0,36
30/04/15	0,32	0,20	0,36	3,55	0,11	0,17	0,13	0,12	0,10
07/05/15	0,09	0,06	0,22	3,05	0,25	0,85	0,29	0,12	0,19
14/05/15	0,24	0,09	0,32	2,04	0,24	0,50	0,17	0,07	0,22
21/05/15	0,54	0,29	0,76	1,95	0,27	1,04	0,20	0,21	0,18
28/05/15	0,16	0,13	0,23	1,42	0,12	0,93	0,30	0,09	0,13
Total	8,17	8,80	12,15	96,90	6,79	18,15	5,66	4,50	5,33
Média	0,30	0,33	0,45	3,59	0,25	0,67	0,21	0,17	0,20

APÊNDICE C – Dados de precipitação efetiva e evapotranspiração da cultura do dendezal e da floresta primária utilizados no HYDRUS-1D.

Tempo (dias julianos)	Dendezal		Floresta Primária	
	Precip. Efetiva (cm/dia)	ETc (cm/dia)	Precip. Efetiva (cm/dia)	ETc (cm/dia)
1	0,00	0,30	0,00	0,33
2	0,00	0,33	0,00	0,37
3	0,00	0,34	0,00	0,38
4	0,45	0,32	0,45	0,35
5	1,42	0,25	1,41	0,28
6	0,07	0,25	0,07	0,28
7	0,00	0,42	0,00	0,47
8	0,15	0,37	0,14	0,41
9	0,18	0,14	0,17	0,16
10	0,45	0,23	0,45	0,25
11	2,13	0,11	2,12	0,12
12	0,00	0,34	0,00	0,38
13	0,12	0,30	0,12	0,34
14	3,48	0,10	3,47	0,11
15	0,00	0,29	0,00	0,33
16	0,38	0,30	0,37	0,33
17	4,54	0,31	4,54	0,35
18	0,00	0,36	0,00	0,40
19	2,49	0,12	2,48	0,13
20	1,55	0,25	1,54	0,27
21	0,00	0,24	0,00	0,27
22	0,00	0,31	0,00	0,34
23	0,76	0,17	0,75	0,19
24	1,67	0,09	1,67	0,10
25	0,07	0,35	0,07	0,39
26	0,07	0,30	0,07	0,33
27	0,00	0,36	0,01	0,40
28	1,88	0,36	1,87	0,39
29	2,31	0,34	2,30	0,38

30	0,00	0,40	0,00	0,45
31	2,94	0,10	2,94	0,11
32	1,19	0,15	1,18	0,17
33	0,63	0,16	0,62	0,18
34	0,00	0,43	0,00	0,47
35	0,12	0,37	0,12	0,41
36	0,33	0,30	0,32	0,34
37	0,00	0,39	0,00	0,43
38	0,00	0,51	0,00	0,57
39	0,00	0,43	0,00	0,48
40	0,18	0,23	0,17	0,25
41	0,00	0,39	0,00	0,43
42	0,00	0,32	0,00	0,35
43	0,94	0,35	0,93	0,39
44	0,00	0,44	0,00	0,49
45	0,76	0,36	0,75	0,40
46	0,00	0,40	0,01	0,45
47	0,00	0,39	0,00	0,44
48	0,00	0,35	0,00	0,39
49	8,89	0,13	8,88	0,14
50	0,00	0,41	0,00	0,46
51	0,00	0,55	0,00	0,61
52	1,27	0,24	1,26	0,27
53	6,88	0,26	6,87	0,29
54	0,23	0,36	0,22	0,40
55	0,07	0,21	0,07	0,23
56	0,23	0,44	0,22	0,48
57	0,00	0,33	0,00	0,37
58	0,58	0,34	0,57	0,38
59	0,00	0,38	0,00	0,42
60	3,27	0,18	3,27	0,20
61	0,00	0,21	0,00	0,23
62	0,12	0,29	0,12	0,33
63	0,00	0,19	0,00	0,21
64	0,00	0,24	0,00	0,27
65	0,63	0,12	0,62	0,13

66	0,00	0,43	0,04	0,48
67	0,00	0,38	0,00	0,42
68	1,34	0,29	1,34	0,32
69	0,00	0,34	0,04	0,38
70	11,68	0,20	11,67	0,23
71	0,00	0,41	0,00	0,45
72	0,23	0,39	0,22	0,43
73	2,72	0,20	2,71	0,23
74	1,70	0,23	1,69	0,25
75	1,70	0,17	1,69	0,19
76	0,56	0,26	0,55	0,29
77	0,00	0,27	0,00	0,30
78	0,00	0,23	0,01	0,26
79	2,33	0,11	2,33	0,12
80	0,00	0,35	0,00	0,38
81	0,10	0,29	0,09	0,32
82	1,57	0,26	1,56	0,29
83	2,38	0,13	2,38	0,14
84	0,00	0,41	0,00	0,45
85	0,00	0,35	0,00	0,39
86	0,18	0,40	0,17	0,44
87	1,17	0,29	1,16	0,32
88	0,96	0,20	0,95	0,22
89	0,00	0,27	0,00	0,30
90	0,00	0,28	0,00	0,32
91	0,23	0,16	0,22	0,17
92	0,00	0,35	0,00	0,39
93	0,00	0,30	0,00	0,34
94	0,00	0,32	0,00	0,36
95	0,00	0,42	0,00	0,46
96	0,00	0,39	0,00	0,43
97	0,00	0,39	0,00	0,43
98	0,00	0,38	0,04	0,42
99	0,00	0,20	0,00	0,23
100	1,75	0,15	1,74	0,16
101	0,00	0,36	0,00	0,40

102	1,93	0,23	1,92	0,26
103	0,23	0,14	0,22	0,16
104	1,57	0,39	1,56	0,43
105	0,10	0,31	0,09	0,35
106	0,00	0,26	0,00	0,29
107	0,68	0,17	0,68	0,19
108	0,00	0,24	0,00	0,27
109	0,51	0,30	0,50	0,33
110	0,81	0,28	0,80	0,31
111	2,61	0,25	2,61	0,28
112	0,00	0,38	0,00	0,42
113	0,33	0,31	0,32	0,35
114	0,86	0,28	0,85	0,31
115	1,47	0,14	1,46	0,15
116	1,24	0,20	1,23	0,23
117	1,06	0,32	1,06	0,35
118	0,18	0,26	0,17	0,29
119	0,35	0,23	0,34	0,25
120	3,25	0,37	3,24	0,41
121	4,04	0,12	4,03	0,14
122	2,89	0,29	2,88	0,32
123	0,00	0,25	0,00	0,28
124	0,00	0,36	0,00	0,40
125	0,00	0,25	0,00	0,28
126	8,05	0,10	8,04	0,11
127	0,91	0,19	0,90	0,21
128	0,00	0,32	0,04	0,35
129	0,56	0,62	0,55	0,69
130	1,95	0,43	1,95	0,48
131	0,43	0,53	0,42	0,58
132	0,00	0,40	0,00	0,45
133	0,00	0,43	0,00	0,47
134	0,00	0,33	0,00	0,36
135	0,00	0,35	0,00	0,39
136	1,47	0,28	1,46	0,31
137	0,71	0,23	0,70	0,25

138	0,15	0,32	0,14	0,35
139	0,35	0,19	0,34	0,21
140	1,14	0,22	1,13	0,25
141	0,68	0,26	0,68	0,29
142	0,00	0,30	0,00	0,33
143	1,70	0,31	1,69	0,34
144	0,00	0,33	0,01	0,36
145	0,00	0,34	0,00	0,38
146	0,00	0,22	0,01	0,25
147	0,51	0,28	0,50	0,31
148	0,00	0,33	0,00	0,37
149	0,00	0,27	0,00	0,30
150	2,44	0,42	2,43	0,47
151	0,12	0,34	0,12	0,37
152	0,00	0,26	0,00	0,28
153	1,75	0,24	1,74	0,27
154	0,00	0,30	0,00	0,33
155	0,00	0,32	0,00	0,35
156	0,84	0,32	0,83	0,36
157	0,00	0,33	0,00	0,36
158	0,25	0,30	0,24	0,33
159	0,00	0,30	0,00	0,34
160	0,10	0,20	0,09	0,22
161	0,00	0,28	0,00	0,31
162	0,71	0,23	0,70	0,25
163	0,00	0,32	0,00	0,35
164	0,00	0,34	0,00	0,37
165	0,00	0,31	0,00	0,35
166	0,00	0,31	0,00	0,35
167	0,00	0,33	0,00	0,37
168	0,48	0,32	0,47	0,35
169	2,66	0,17	2,66	0,19
170	0,00	0,32	0,00	0,36
171	0,00	0,26	0,00	0,29
172	1,75	0,14	1,74	0,16
173	2,82	0,25	2,81	0,27

174	3,96	0,19	3,95	0,21
175	0,00	0,30	0,00	0,33
176	0,00	0,30	0,01	0,33
177	1,57	0,27	1,56	0,30
178	0,07	0,19	0,07	0,22
179	0,12	0,21	0,12	0,23
180	0,61	0,27	0,60	0,30
181	0,58	0,28	0,57	0,32
Total	147,53	52,53	147,02	58,35