



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

ALOYS EDILON EPONDINA

**MEDIDA DA EVAPORAÇÃO NO SOLO COM USO DE MICROLISÍMETRO DE
PESAGEM SOB CONDIÇÕES DE CAATINGA PRESERVADA**

FORTALEZA
2023

ALOYS EDILON EPONDINA

MEDIDA DA EVAPORAÇÃO NO SOLO COM USO DE MICROLISÍMETRO DE
PESAGEM SOB CONDIÇÕES DE CAATINGA PRESERVADA

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa

FORTALEZA
2023

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Sistema de Bibliotecas
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- E1m Epondina, Aloys Edilon.
Medida da evaporação no solo com uso de microlisímetro de pesagem sob condições de Caatinga preservada / Aloys Edilon Epondina. – 2023.
66 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2023.
Orientação: Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa.
1. Lisimetria. 2. Conteúdo de Água no solo. 3. Hidrologia. 4. Instrumentação. I. Título.
CDD 630
-

ALOYS EDILON EPONDINA

MEDIDA DA EVAPORAÇÃO NO SOLO COM USO DE MICROLISÍMETRO DE
PESAGEM SOB CONDIÇÕES DE CAATINGA PRESERVADA

Dissertação de Mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido

Aprovada em: 28/11/2023

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa (orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. George Leite Mamede
Universidade da Integração Internacional da Lusofonia Afro-Brasileira (UNILAB)

Prof. Dr. José Vidal de Figueiredo
Instituto Federal de Educação Ciência e Tecnologia do Ceará (IFCE)

AGRADECIMENTOS

A Deus, pelas bênçãos derramadas em todos os dias da minha vida;

A minha esposa Ingrid da Costa Lira, pelo amor e companheirismo em todas as horas;

A minha mãe, Nicole Messaka Assonet e meu paí, Ben Norbert Assonet, pelos princípios familiares e morais transmitidos ao longo dos anos;

Aos meus irmãos Jarles Evila, Eric Bapack, Junior Rébénéé, Dan Joris Chouteur e a minha irmã Prisca Njanguélie Rosette, pelo incentivo a trilhar os caminhos que aqui me trouxeram; A todos os meus familiares, tios e tias, primas e primos que sempre estiveram ao meu lado em vários momentos;

À CAPES pelo apoio e auxílio na execução desse trabalho por meio do Projeto PrInt (Programa Institucional de Internacionalização) “Impacto das mudanças climáticas sobre os recursos naturais em regiões secas” financiou boa parte das pesquisas de campo deste trabalho. E ao CNPQ pela concessão da bolsa;

Ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da UFC (PPGEA-UFC).

Ao Prof. José Carlos, não apenas pelo conhecimento transmitido, mas também pela amizade, companheirismo e disposição para ouvir, discutir e cobrar de forma a contribuir para meu desenvolvimento humano e profissional;

Agradeço ao professor Carlos Alexandre Gomes Costa pela excelente orientação, auxílio, paciência, dedicação, conhecimento, intervenção, apoio e exemplo de profissional comprometido com a formação de seus orientados. Muito obrigado.

Ao Prof. Lucas Melo Vellame (Universidade Federal do Recôncavo da Bahia - UFRB) pelo apoio, auxílio, paciência e ensinamentos passados. Muito obrigado.

A Juliana Alcântara Costa, José Vidal de Figueiredo e Adão Barros de Moraes, pelo apoio na realização das atividades e, principalmente pela amizade. Muito obrigado.

Ao Prof. George Mamede (UNILAB) pelas contribuições na melhoria do documento.

A Hosana e Dona Socorro da comunidade Gameleira em Aiuaba-CE;

Ao Grupo de Pesquisa Hidrosedimentológica do Semiárido (Hidrosed);

Ao IBAMA; pelo auxílio e boa receptividade no campo;

Ao todos os amigos e colegas que fizeram e fazem parte da minha vida: em especial Lucas Lobo, Paulo Marquins, Gildar e Mareque por participarem de forma especial na minha vida; E a todos que direta ou indiretamente, contribuíram com seu apoio indispensável para a realização desta dissertação. A contribuição de cada um foi especial e de grande valor para a realização desse trabalho e na minha formação pessoal e profissional.

Dedico aos meus pais e à minha esposa.

RESUMO

A evaporação da água do solo na Caatinga pode ser quantificada por diversos métodos, os mais usados são os meteorológicos, o balanço de energia, o fluxo de seiva e a técnica da lisimetria. Os microlisímetros (ML) consistem em tanques que delimitam um volume pequeno de solo e permitem mensurar o balanço de água nesse solo com maior precisão. Ressalta-se que dados obtidos com este método em florestas são raríssimos em todo o hemisfério sul do planeta, principalmente em regiões semiáridas. Portanto, objetivou-se neste trabalho medir a evaporação da água do solo em condições de Caatinga preservada durante o período chuvoso e o período seco. Para isso, foram realizadas medições no campo, na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA), região semiárida com elevado nível de preservação, no período de julho de 2021 a agosto de 2022. Foram utilizadas duas amostras indeformadas de Luvissole crômicos e sobrepostas às plataformas de pesagem conectadas a sistemas de armazenamento de dados (dataloggers). Os equipamentos usados na pesquisa correspondem a dois microlisímetros cilíndricos com 0,20 m de diâmetro e 0,40 m de profundidade. Os MLs foram instalados no campo, na sub-copa da vegetação de Caatinga preservada na BEA. Colocou-se nas covas (0,80 m de profundidade) uma camada de 0,15 m de seixo rolado para promover a drenagem. A altura da plataforma de pesagem corresponde a 0,25 m. Tubos externos de PVC foram introduzidos para servir de proteção para amostra de solo e na parte central dos tubos externos foram inseridas as amostras indeformadas de solo. Para o monitoramento da umidade desta amostra de solo foram instalados dois sensores de umidade do solo tipo TDR a 0,20 m de profundidade e outro a 0,40 m. A taxa de depleção de água no solo sob condições de Caatinga preservada foi registrada durante todo o período. Os resultados indicam que o maior valor de evaporação da água no solo corresponde a 3,9 mm/dia, observado no mês de maio de 2022 e as menores taxas de evaporação, ocorreram em junho de 2021, com valores em torno de 0,70 mm/dia. Em 70 % do tempo a evaporação da água no solo apresenta valores muito próximos a zero. O coeficiente de evaporação do solo em estudo revelou que durante o período seco a evaporação do solo representa apenas 0,70% da evaporação de referência. Já no período chuvoso representa em média 76% da evaporação de referência, podendo chegar a representar 130% da evaporação de referência. Sendo 30% superior. A técnica dos microlisímetros de baixo custo em florestas no semiárido é promissora.

Palavras-chave: lisimetria; conteúdo de água no solo; hidrologia; instrumentação.

ABSTRACT

The evaporation of water from the soil in the Caatinga can be quantified by several methods, the most used are meteorological, energy balance, sap flow, and the lysimetry technique. Microlysimeters (ML) consist of tanks that delimit a small volume of soil and allow measuring the water balance in that soil with greater precision. It is noteworthy that data obtained with this method in forests are extremely rare throughout the southern hemisphere of the planet, especially in semi-arid regions. Therefore, the objective of this work was to measure the evaporation of water from the soil in preserved Caatinga conditions during the rainy season and the dry season. For this, measurements were carried out in the field, in the Aiuaba Experimental Basin (BEA), a semi-arid region with a high level of preservation, from July 2021 to August 2022. Two undisturbed samples of chromic Luvisol were used and overlapped on the platforms of weighing connected to data storage systems (dataloggers). The equipment used in the research corresponds to two cylindrical microlysimeters measuring 0.20 m in diameter and 0.40 m deep. The MLs were installed in the field, in the sub-canopy of the Caatinga vegetation preserved in BEA. A 0.15 m layer of pebbles was placed in the pits (0.80 m deep) to promote drainage. The height of the weighing platform corresponds to 0.25 m. External PVC tubes were introduced to protect the soil sample and the undisturbed soil samples were inserted in the central part of the external tubes. To monitor the moisture content of this soil sample, two TDR soil moisture sensors were installed at a depth of 0.20 m and another at 0.40 m. The rate of soil water depletion under preserved Caatinga conditions was recorded throughout the period. The results indicate that the highest value of water evaporation in the soil corresponds to 3.9 mm/day, observed in the month of May 2022 and the lowest evaporation rates occurred in June 2021, with values around 0.70 mm/day. 70% of the time the evaporation of water in the soil presents values very close to zero. The soil evaporation coefficient under study revealed that during the dry period, soil evaporation represents only 0.70% of the reference evaporation. During the rainy season, it represents an average of 76% of the reference evaporation and can reach 130% of the reference evaporation. Being 30% higher. The low-cost microlysimeter technique in semi-arid forests is promising.

Keywords: lysimetry; soil water content; hydrology; instrumentation.

RÉSUMÉ

L'évaporation de l'eau du sol de la Caatinga peut être quantifiée par plusieurs méthodes, les plus utilisées sont la météorologie, le bilan énergétique, le flux de sève et la technique de lysimétrie. Les microlysimètres (ML) sont constitués de réservoirs qui délimitent un petit volume de sol et permettent de mesurer le bilan hydrique de ce sol avec une plus grande précision. Il est à noter que les données obtenues avec cette méthode dans les forêts sont extrêmement rares dans tout l'hémisphère sud de la planète, notamment dans les régions semi-arides. L'objectif de ce travail était donc de mesurer l'évaporation de l'eau du sol dans des conditions préservées de Caatinga pendant la saison des pluies et la saison sèche. Pour cela, des mesures ont été réalisées sur le terrain, dans le Bassin Expérimental d'Aiuaba (BEA), une région semi-aride à haut niveau de préservation, de juillet 2021 à août 2022. Deux échantillons non perturbés de Luvisol chromique ont été utilisés et superposés sur les plates-formes de pesée connectées à des systèmes de stockage de données (dataloggers). Le matériel utilisé dans la recherche correspond à deux microlysimètres cylindriques mesurant 0,20 m de diamètre et 0,40 m de profondeur. Les ML ont été installés sur le terrain, dans la sous-couverte de la végétation Caatinga préservée au BEA. Une couche de galets de 0,15 m a été placée dans les fosses (0,80 m de profondeur) pour favoriser le drainage. La hauteur de la plateforme de pesée correspond à 0,25 m. Des tubes externes en PVC ont été introduits pour protéger l'échantillon de sol et les échantillons de sol non perturbés ont été insérés dans la partie centrale des tubes externes. Pour surveiller la teneur en humidité de cet échantillon de sol, deux capteurs d'humidité du sol TDR ont été installés à une profondeur de 0,20 m et un autre à 0,40 m. Le taux d'épuisement de l'eau du sol dans des conditions préservées de Caatinga a été enregistré tout au long de la période. Les résultats indiquent que la valeur la plus élevée d'évaporation de l'eau dans le sol correspond à 3,9 mm/jour, observée au mois de mai 2022 et que les taux d'évaporation les plus bas ont eu lieu en juin 2021, avec des valeurs autour de 0,70 mm/jour. 70% du temps l'évaporation de l'eau dans le sol présente des valeurs très proches de zéro. Le coefficient d'évaporation du sol étudié a révélé qu'en période sèche, l'évaporation du sol ne représente que 0,70% de l'évaporation de référence. Durant la saison des pluies, elle représente en moyenne 76% de l'évaporation de référence, et peut atteindre 130% de l'évaporation de référence. Être 30% plus élevé. La technique du microlysimètre à faible coût dans les forêts semi-arides est prometteuse.

Mots - clés: lysimétrie; teneur en eau du sol; hydrologie; instrumentation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização e classes de solos presentes na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) em relação ao acude boqueirão, à rede de drenagem (A); Localização dos microlisímetros, sensores de umidade do solo e painéis fotovoltaicos para fornecimento de energia aos sensores e microlisímetro de pesagem (B).....	34
Figura 2 –	Microlisímetro vamos ver como fica Eduardo parabéns pela dissertação de pesagem instalados na Bacia Experimental de Aiuaba (A) e esquema de instalação do microlisímetro no campo (visão transversal) (B).....	37
Figura 3 –	Panorama geral da instalação do experimento.....	38
Figura 4 –	Curva de calibração da célula de carga do microlisímetro (ML).....	40
Figura 5 –	Medida de radiação solar no período de 15/8/2021 a 2/9/2021 na BEA.....	42
Figura 6 –	Medida da temperatura na superfície do solo no período de 15/8/2021 a 2/9/2021 na BEA.....	43
Figura 7 –	Medida da temperatura na abaixo do dossel de vegetação de Caatinga no período de 15/8/2021 a 2/9/2021.....	44
Figura 8 –	Observação do comportamento da temperatura abaixo do dossel no período de 15/8/2021 a 5/9/2021.....	45
Figura 9 –	Observação do comportamento da umidade relativa do ar (A) e da velocidade do vento (B)ao longo de todo o período do estudo.....	46
Figura 10 –	Observação do comportamento da umidade do solo a 20 cm de profundidade (A) e da umidade do solo a 40 cm de profundidade (B) ao longo de todo o período do estudo.....	46
Figura 11 –	Representação temporal da evaporação da água do solo com a chuva.....	49
Figura 12 –	Representação temporal da evaporação da água do solo e da evaporação potencial da água do solo.....	50
Figura 13 –	Representação temporal do potencial de evaporação do solo com a chuva.	51
Figura 14 –	Curvas de permanência da evaporação da água do solo.....	52
Figura 15 –	Representação gráfica da evaporação real do solo e da evaporação de referência acumulada com a chuva acumulada.....	53
Figura 16 –	Correlação entre as variáveis e a evaporação potencial do solo.....	54

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
2	REVISÃO DE LITERATURA	14
2.1	Textura dos solos.....	14
2.2	Temperatura do solo.....	15
2.3	Balanco de água no solo.....	20
2.4	Processo de evaporação da água no solo.....	23
2.5	Fatores determinantes para a evaporação da água do solo.....	24
2.6	Demanda evaporativa da atmosfera e evaporação	25
2.7	Disponibilidade e fluxo de água no solo	26
2.8	Métodos de medida e estimativa da evapotranspiração	27
2.9	Balanco de água no solo.....	32
3	MATERIAL E MÉTODOS	34
3.1	Área de estudo.....	34
3.2	Calibração e instalação dos sensores de umidade do solo e do micro lisímetro de pesagem (ML)	36
3.3	Precipitação e armazenamento da água no solo.....	38
3.4	Cálculo da evaporação utilizando microlisímetros de pesagem (Es).....	39
3.5	Cálculo da evaporação de referência pelo método de Penman (E _{0p}).....	39
3.6	Cálculo do coeficiente de evaporação (K _e)	39
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	40
4.1	Curva de calibração da célula de carga do microlisímetro de pesagem.....	40
4.2	Variáveis monitoradas durante o período de estudo.....	40
4.3	Evaporação da água no solo.....	47
5	CONCLUSÕES	55
	REFERÊNCIAS	56
	APÊNDICE A – REGISTROS DO PROCESSO DE INSTALAÇÃO E CALIBRAÇÃO DO MICROLISÍMETRO DE PESAGEM	66

1 INTRODUÇÃO

Os ambientes semiáridos são conhecidos pela forte variabilidade espacial e temporal das condições climáticas e processos hidrológicos, bem como pelas acentuadas mudanças causadas pelas atividades humanas (CUDENNEC et al., 2007, LEDUC et al., 2007). Nessas regiões, a evaporação implica na perda significativa dos recursos hídricos. Medições com maior precisão é necessária para melhorar a gestão dos recursos hídricos (MARTÍNEZ-GRANA DO Set al., 2011, MASSUEL et al., 2014).

A evaporação da água na superfície do solo é um processo físico pelo qual a água muda estado, de líquido para gasoso (GUPTA et al., 2015; ZRIBI et al., 2015), sem passar pelas resistências e capacitâncias das plantas, como ocorre na transpiração. Em áreas com vegetação a evaporação da água do solo é maior no início do crescimento da planta e diminui de importância com área foliar máxima dos vegetais presentes no local (LIBARDI et al., 2012; WEI et al., 2015).

As interações no sistema solo-planta-atmosfera que influenciam a evaporação da água do solo são complexas (SALADO-NAVARO et al., 2013; TESHUHUNEY et al., 2015). Estudos sobre a dinâmica da evaporação da água no solo é de grande importância para balanços hídricos regionais (ZRIBI et al., 2015). Além disso, a evaporação da água do solo pode compreender 30% a 70% da evapotranspiração em regiões semiáridas (BALWINDER-SINGH et al., 2011).

A resposta da evaporação da água do solo às condições ambientais é bastante variável ao longo do tempo (ZRIBI et al., 2015) e de um local para outro (WEI et al., 2015). Isso é afetado pelo crescimento e sombreamento causado pela área foliar (TESFUHUNEY et al., 2015) e pela demanda evaporativa da atmosfera (ZRIBI et al., 2015). Além disso, é influenciado por fatores relacionados ao armazenamento e movimento de água no perfil do solo ou na sua parte mais superficial (SALADO-NAVARO et al., 2013; GUPTA et al., 2015), bem como por práticas de manejo como cobertura da superfície por palha (TESFUHUNEY et al., 2015) ou outros materiais que possam interromper ou reduzir o fluxo de água de vapor do solo para a atmosfera (GUPTA et al., 2015; ZRIBI et al., 2015).

A demanda evaporativa da atmosfera, causada pela combinação de radiação solar, velocidade do vento, a temperatura do ar e da umidade relativa do ar (TENG et al., 2014; ZRIBI et al., 2015), e suas variações ao longo do tempo, define o maior ou menor potencial de evaporação da água do solo (TRAN et al., 2016). No entanto, esse processo só ocorre se há água

livre na superfície (ZRIBI et al., 2015) ou se as propriedades físico-hidráulicas do solo não limitam a demanda de água causada pelas condições climáticas próximas a superfície (BALWINDER- SINGH et al., 2014; TENG et al., 2014, TRAN et al., 2016). No experimento de WARD et al. (2009) a defasagem entre a demanda evaporativa e a capacidade do solo para transferir água para a superfície foi considerada a provável causa da baixa correlação entre evaporação acumulada e a temperatura do ar e a radiação solar global. Isso ocorreu especialmente quando o processo estava no estágio II da evaporação da água do solo, em que a importância das propriedades físicas é maior do que as do estágio I (BALWINDER-SINGH et al., 2014).

Dados os desafios técnicos envolvidos na avaliação direta da evaporação da umidade do solo e a complexidade do cálculo das taxas de evaporação potencial, muitos estudos assumem valores retirados diretamente da literatura ou baseados na evaporação potencial da panela, com pouca consideração dos parâmetros locais. No entanto, esta abordagem simplista pode levar a uma discrepância significativa e alta incerteza nos cálculos do balanço hídrico, especialmente em regiões com alta demanda evaporativa (ALLEN et al., 2005). Em consequência, o fluxo evaporativo do solo em climas áridos e semiáridos pode ser superestimado ou subestimado em relação à disponibilidade real de água no solo e ao estágio de evaporação do solo.

A particularidade observada na região estudada no caso do presente estudo, onde as espécies predominantes são as espécies da catingueira e juazeiro. Observou-se que durante mais da metade do ano as plantas que são caducifólias, perdem as folhas. Isso é devido ao longo período de ausência de chivas que ocorre na região. Portanto, isso, significa que não ocorre transpiração das plantas durante esse período. Fazendo com que a única forma de transferência de água em forma de vapor para a atmosfera é pela evaporação da água do solo. Tornando assim, durante esse período a evaporação do solo muito superior a transpiração das plantas. Já quando acaba o período de estiagem e quando a copa folhar se restabelece a transpiração volta a ser maior que a evaporação do solo. Esse fenômeno é característica das regiões semiáridas, estabelecendo assim o ecossistema típico do semiárido.

Portanto, objetivou-se analisar a evaporação do solo no Bioma Caatinga com base em microlisímetros de pesagem na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA). Como objetivo específico, correlacionar as medições de evaporação do solo *in situ* com variáveis climatológicas que atuam na região de estudo, durante os períodos chuvoso e seco típicos da região semiárida do Brasil.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Textura dos solos

A textura do solo refere-se à distribuição do tamanho das partículas no solo. A escala de tamanho varia enormemente, desde partículas grandes, visíveis a olho nu, até partículas muito pequenas, que apresentam propriedades coloidais. A distribuição percentual da argila, silte e areia é considerada, segundo Tavares Filho e Magalhães (2008), a característica física mais estável do solo, e sua correlação com a superfície específica tornam uma das propriedades mais importantes do solo. A textura, juntamente com outras características do solo, sobretudo a composição mineralógica e o teor de matéria orgânica, estão intimamente relacionados à estrutura, consistência, permeabilidade, capacidade de troca de cátions, retenção de água e fixação de fosfatos (MICHELON, 2010).

Entre os vários fatores que afetam a retenção de água no solo, o principal é a textura do solo (RIQUELME, 2004), pois ela determina a área de contato entre a água e as partículas sólidas, ocasionando assim a acomodação das partículas e a distribuição de poros. Beutler et al. (2002), estudando a retenção de água em solos com diferentes manejos, observaram que as frações granulométricas mais finas do solo foram aquelas que mais influenciaram a retenção de água pelos solos. Petry (2000), trabalhando com solos de três classes texturais, observou que um solo muito argiloso apresentou maior quantidade total de água armazenada no perfil do que um solo de textura franco-arenosa. No entanto, a disponibilidade de água às plantas foi maior no solo de textura franco-arenosa.

Os Argissolos são solos profundos variando de bem a imperfeitamente drenados e, geralmente, apresentam uma seqüência de horizontes A-Bt-C ou A-E-Bt-C (STRECK et al., 2002). A gênese desses solos está relacionada à transferência vertical de colóides e sua deposição nos horizontes subsuperficiais (MICHELON, 2006), resultando na presença de um horizonte subsuperficial mais argiloso no perfil do solo. Isso, associado às características estruturais desse solo, muito influenciadas pela mineralogia da fração argila, faz com que sejam conhecidos por sua capacidade de armazenamento de água às plantas por um tempo mais longo em comparação a outros solos (CAMARGO, 2009).

Dentre os Argissolos presentes no RS, serão abordados neste tópico, os Argissolo Vermelho distrófico arênico – Unidade de Mapeamento São Pedro (STRECK et al., 2002) e o Argissolo Vermelho-Amarelo alumínico úmbrico – Unidade de Mapeamento Júlio de Castilhos

(EMBRAPA, 2006), pois foram os solos utilizados no estudo.

Os solos classificados como Argissolo Vermelho distrófico arênico caracterizam-se por serem profundos, avermelhados, com textura superficial arenosa e bem drenados. São formados a partir de arenitos que constituem em rochas sedimentares originadas de depósitos sedimentares grosseiros. A composição mineralógica das rochas sedimentares é bastante variada: minerais resistentes provindos da desintegração mecânica das rochas e minerais recém-formados, oriundos da decomposição química (MASON, 1971). O quartzo e os feldspatos são minerais predominantes originados da desintegração mecânica das rochas sedimentares. O quartzo é muito resistente ao ataque químico nas condições de superfície, ao passo que os feldspatos são menos resistentes.

Os Argissolos Vermelho-Amarelo alumínico úmbrico caracterizam-se por serem solos profundos, bem drenados, de coloração predominantemente avermelhada e textura argilosa. Apresentam horizonte B textural e baixo gradiente textural (DALMOLIN et al, 2006). São formados a partir de rochas basálticas, possuindo, na fração argila, a presença dos minerais caulinita e óxidos e na fração areia o quartzo (BRASIL, 1973).

2.2 Temperatura do solo

A temperatura do solo é um dos fatores mais importantes para o desenvolvimento das plantas. O solo, além de armazenar e permitir os processos de transferência de água, solutos e gases, também armazena e transfere calor. A capacidade de um solo em armazenar e transferir calor é determinada pelas suas propriedades térmicas e pelas condições meteorológicas que, por sua vez, influenciam todos os processos químicos, físicos e biológicos do solo.

As propriedades térmicas do solo que possuem importância agrônômica são o calor específico e a condutividade térmica do solo. O calor específico do solo, é a quantidade de energia necessária para elevar a temperatura da unidade de massa do solo em 1 °C, dessa forma, é dependente da textura, estrutura e umidade do solo, sendo uma propriedade variável no tempo e no espaço, em função da modificação da umidade do solo. A condutividade térmica do solo é definida como sendo a quantidade de calor que flui, por unidade de tempo, através de uma camada de solo. A condutividade térmica do solo depende da textura, da porosidade e da umidade. Por isso, ela varia de solo para solo e para um mesmo solo, de acordo com o seu teor de umidade. Assim, o conteúdo de água no solo altera efetivamente suas propriedades térmicas, alterando-as constantemente no tempo e no espaço.

A água pode ser transferida do solo para a atmosfera por evaporação ou por transpiração. Quando a água passa diretamente do solo para a atmosfera, caracteriza-se a evaporação e, quando em seu fluxo entre o solo e a atmosfera a água passa pela planta, caracteriza-se a transpiração. Por essa razão, a transpiração é frequentemente chamada de evaporação produtiva, a fim de contrastá-la com a evaporação do solo, chamada de evaporação não produtiva (REICHARDT; TIMM, 2008).

Os sistemas de preparo do solo podem alterar seu regime térmico e de umidade, como é o caso no sistema de plantio direto do solo. A manutenção de resíduos vegetais na superfície do solo e as alterações na estrutura do solo com a utilização desse sistema de manejo ocasionam impacto na evaporação, no armazenamento de água e na temperatura do solo, devido à alteração nas transferências de calor e água na superfície deste (SARKAR; SINGH 2007).

Os resíduos vegetais que cobrem o solo atuam na reflexão da energia solar, contribuindo para a que a temperatura do solo não atinja valores demasiadamente altos na superfície do solo em regiões tropicais e subtropicais (DERPESCH et al., 1985). Além da reflexão da energia radiante, a baixa condutividade térmica do ar presente na camada de resíduos sobre o solo contribui para o menor aquecimento do solo (PREVEDELLO, 1996). A cobertura do solo por resíduos pode afetar positivamente seu regime hídrico, especialmente de duas formas: pela não formação de crosta superficial, devido à proteção do solo proporcionada pelos resíduos vegetais, e pela redução da evaporação da água do solo (DERPESCH et al., 1991).

A temperatura do solo, considerando-se o seu valor em dado momento e a maneira como ela varia no tempo e no espaço, é um fator determinante nas taxas de transferência de energia e massa com a atmosfera, incluindo a evaporação e a aeração. Fatores meteorológicos, localização geográfica, declividade, cobertura vegetal, chuva e a ação antrópica são os elementos que, de acordo com Hillel (1998), mais interferem na temperatura e fluxo de calor no solo.

Além de armazenar e permitir os processos de transferência de água, solutos e gases, o solo também armazena e transfere calor. Prevedello (1996) cita que a capacidade de um solo para armazenar e transferir calor é determinada por suas propriedades térmicas e pelas condições meteorológicas do local, que, por conseguinte, influenciam todos os processos químicos, físicos e biológicos do solo. As propriedades físicas da água e do ar presentes no solo, bem como seus movimentos e disponibilidade no solo, além de muitas reações químicas que liberam nutrientes para as plantas, são influenciados pela temperatura do solo. De acordo com Gasparin et al., (2005), uma temperatura do solo desfavorável durante a estação de crescimento

pode retardar ou mesmo arruinar as colheitas.

A superfície do solo, seja com ou sem cobertura vegetal, é a principal trocadora e armazenadora de energia térmica nos ecossistemas terrestres. O transporte de energia no solo ocorre principalmente pelos mecanismos de condução e de convecção de calor latente. Outros processos com função semelhante incluem a radiação, a convecção de calor pelo fluxo de água líquida, e a convecção de calor pelo movimento de ar. É a partir da intensidade da radiação solar na superfície do solo que este se aquece e se resfria no decorrer do dia e do ano, provocando variações térmicas nas camadas subjacentes (GASPARIN et al., 2005). Pelo fato da absorção e da perda de energia ocorrerem na superfície, aliado à baixa velocidade de propagação do calor no interior do solo, as variações térmicas se limitam aos horizontes mais superficiais. De acordo com Bergamaschi e Guadagnin (1993), a amplitude de variação da temperatura do solo diminui acentuadamente nos primeiros centímetros de profundidade, ao mesmo tempo em que ocorre um retardamento no período de ocorrência das máximas e mínimas, em função da magnitude e da lentidão do fluxo de calor no seu interior.

As medidas de temperatura abaixo da superfície do solo são menos imprecisas que aquelas tomadas acima da superfície, porque variações rápidas são contrabalançadas pela grande capacidade de retenção de calor do solo, sendo aproximadamente uma hora o tempo de variação da temperatura do solo em função da variação da radiação solar de (GASPARIN, 2005). De acordo com Elias (2004), um modelo analítico exponencial-senoidal em uma dimensão descreve razoavelmente bem a temperatura no solo, T ($^{\circ}\text{C}$), como função do tempo, t (s), e da profundidade, z (m), $0 \leq z < \infty$. A significação ecológica da temperatura do solo é obviamente importante para aqueles que trabalham na agricultura.

Outro aspecto importante no processo de aquecimento do solo é o albedo, o qual se define por meio da quantidade da radiação solar refletida sobre uma superfície, expressa em percentagem. Essa é uma característica importante das superfícies dos solos, que pode variar amplamente na faixa de 0,1 a 0,7, dependendo da cor básica do solo, da aspereza da superfície e da inclinação da radiação incidente relativa à superfície (SELLERS, 1965). O albedo também depende da umidade variável do solo exposto (JACKSON et al., 1974) e do tipo de cobertura existente sobre a superfície do solo.

A temperatura ideal do solo varia em função do cultivo. Por exemplo, em culturas como a batata, Mota (1983) relata que a alta temperatura do solo causa degeneração dos tubérculos, sendo a temperatura ideal do solo em torno de 17°C e a temperatura limite para crescimento dos tubérculos 29°C . Para a emergência de plântulas de milho, segundo Lal (1974), a temperatura ideal na zona radicular situa-se na faixa de 25 a 35°C . Em temperaturas superiores

a 35°C, ocorre drástica redução no desenvolvimento dessas plântulas. Para hortaliças (tomateiro, berinjela, pimentão e melão), a temperatura adequada no solo está na faixa de 15°C a 20°C. Já a temperatura do solo que resulta em atividade vegetal mínima é de 5°C para a couve e de 12°C para o feijoeiro, o tomate e o melão.

Materiais com grande quantidade de ar resultam em coberturas com temperaturas mais amenas no solo. Por isso, as coberturas de matéria vegetal também isolam eficazmente e reduzem a magnitude das oscilações diárias da temperatura do solo. No Sul do Brasil, o período compreendido entre dezembro e fevereiro concentra as temperaturas mais elevadas, quando é maior o risco de haver prejuízo à germinação e à emergência das plântulas, principalmente em solos descobertos. Segundo Johnson e Lowery (1985), a variação em 1°C na temperatura do solo pode afetar significativamente a taxa de crescimento do milho em climas temperados. Trabalhos realizados no Centro Nacional de Pesquisa de Soja - CNPSO, citados em Embrapa (2002), indicam que a semeadura da soja não deve ser realizada quando a temperatura do solo estiver abaixo de 20°C, porque isso prejudica a germinação e a emergência. A faixa de temperatura do solo adequada para semeadura varia entre 20°C e 30°C, sendo 25°C a temperatura ideal para uma emergência rápida e uniforme.

Em estudos realizados por Silva et al. (2001), temperaturas do solo de aproximadamente 27°C (em estufas com cobertura de polietileno) aumentaram a produtividade da alface, resultando em melhor qualidade e aparência mais saudável para o produto final em relação ao solo nu e ao coberto com sombrite, 28°C e 25°C, respectivamente. Trabalhos citados por Streck et al (1994) mostram que o uso de cobertura morta (plásticos opacos, resíduos de petróleo, resíduos de cultivos agrícolas e papel) suaviza a curva diária da temperatura do solo, porque diminui a temperatura máxima do solo e eleva a temperatura mínima. Porém, Vieira et al. (1991) encontraram baixa correlação entre a quantidade de cobertura e a temperatura do solo, atribuindo tal resultado à reduzida radiação solar incidente, uma vez que o experimento foi conduzido durante o inverno na região Sudeste do Brasil.

Trabalhos utilizando casca de arroz (LAL, 1974), resíduo de aveia (DERPSCH et al., 1985) e resíduos de trigo (BRAGAGNOLO; MIELNICZUK, 1990; MAROTE et al., 1990) como resíduos na superfície do solo mostraram redução da temperatura do solo, principalmente nas horas de maior incidência de radiação solar. Marote et al. (1990) observaram temperatura máxima de 38°C em um solo descoberto e, quando utilizaram cobertura morta, a temperatura máxima foi reduzida para 30°C. Bragagnolo; Mielniczuk (1990), trabalhando com cobertura do solo por resíduos de várias culturas, observaram diminuição da temperatura máxima com o aumento da massa seca residual. Pezzopane et al. (1996) observaram redução de 9,5°C na

temperatura máxima do solo utilizando uma cobertura de 24 Mg.ha⁻¹ de resíduos vegetais de café. Gasparin et al. (2005) observaram temperaturas superiores a 40°C a 2 cm de profundidade, com amplitude térmica de 20°C no solo sem cobertura, enquanto que, para o solo com cobertura de 4 Mg.ha⁻¹ de resíduos de aveia, a temperatura máxima foi inferior a 31°C e a amplitude térmica diária foi reduzida para menos de 10°C. Varadan e Rao (1983) observaram que a temperatura máxima do solo desnudo foi de 39-40°C, enquanto que, no solo com presença de resíduos vegetais na superfície, ela atingiu 30-33°C na profundidade de 5 cm, aspecto considerado benéfico para as plantas de pomares de coco e banana daquela região.

Resultados semelhantes foram obtidos em condições tropicais do Brasil por Sidiras e Pavan (1986). Nessa região, as temperaturas máximas a 3cm de profundidade frequentemente excediam a 40°C no sistema de PC (PC), enquanto, no plantio direto (PD) com presença de resíduos vegetais na superfície, as temperaturas mantiveram-se inferiores a 35°C.

Em estudo conduzido na região Sul do Uruguai, avaliando a temperatura de um solo Tipic Argiuidoll, Chabat (2010) observou que, comparado ao solo desnudo, a utilização de 4 Mg.ha⁻¹ de resíduos vegetais de aveia na superfície do solo resultou em temperatura máxima 6°C menor, temperatura mínima 2°C maior e amplitude térmica 40% menor, nas profundidades de 5 e 10 cm do solo.

Resultados obtidos por Knies (2010), avaliando a temperatura de um Argissolo vermelho durante o cultivo de milho na depressão central do Rio Grande do Sul, indicam que a utilização de 3 e 6 Mg.ha⁻¹ de resíduos vegetais de aveia preta sobre a superfície do solo diminuíram a temperatura máxima em até 7,5°C e a amplitude térmica no solo em até 6,3°C. Em estudo semelhante, porém com a cultura do feijão, Oliveira (2011) verificou reduções de 3oC na temperatura máxima do solo mantido com 5 Mg.ha⁻¹ de resíduos de milho e aveia preta em relação ao solo mantido com 1 Mg.ha⁻¹ de resíduos de milho na superfície.

Em estudo com resíduos vegetais de trigo como cobertura do solo, Bragagnolo; Mielniczuk (1990) observaram uma redução de 0,6 a 1,1°C na temperatura máxima do solo por Mg.ha⁻¹ de matéria seca adicionada à superfície. Os autores concluíram que a diferença entre a temperatura do solo descoberto e aquele com cobertura morta é função também do teor de água no solo, sendo maior quanto maior a diferença de umidade do solo.

Diferenças de temperatura do solo observadas entre tratamentos com e sem resíduos vegetais na superfície são provocadas principalmente pela redução no fluxo de calor no solo, pois, quanto mais espessa a camada de cobertura, maior o seu efeito isolante, conforme descrito por Van Wijk et al (1959). Medidas realizadas entre 10 e 14 h em um dia ensolarado, sete dias após uma chuva de 30 mm, demonstram que, quanto maior a quantidade de resíduos, menor o

fluxo de calor para o solo (G) em relação à radiação solar global (R_s). O fluxo de calor latente (processo de evaporação) também é reduzido devido à barreira física, provocando, conseqüentemente, o aumento do fluxo de calor sensível no aquecimento do ar próximo à superfície.

Bragagnolo; Mielniczuk (1990) observam que a manutenção de resíduos culturais na superfície do solo, combinada com a pouca mobilização do solo, dissipa por reflexão parte da energia radiante do sol, impedindo que ela chegue à superfície. Isso evita, em um primeiro momento, perdas de água por evaporação e elevação da temperatura do solo em níveis prejudiciais ao desenvolvimento da cultura. Sidiras e Pavan (1986) relatam menores temperaturas do solo no plantio direto (PD) e no uso de cobertura permanente devido aos resíduos vegetais mantidos na superfície, os quais atuaram como isolante térmico. No verão, temperaturas registradas às 14 horas, próximas à superfície do solo, frequentemente excediam a 40°C no plantio convencional (PC) e eram inferiores a 35°C e 30°C no PD e cobertura permanente, respectivamente. Nesse caso, os sistemas de cobertura permanente e PD proporcionaram menores variações na temperatura do solo em relação ao PC.

2.3 Balanço de água no solo

As fases líquida e gasosa da água são complementares, isto é, a máxima presença de uma implica na ausência da outra. A porção dos poros do solo não ocupados pela fase líquida será complementada pela fase gasosa. A água em sua fase líquida pode estar presente nos poros do solo completa ou parcialmente. De modo geral, ainda que não estejam saturados, os solos armazenam considerável quantidade de água, parte da qual pode ser utilizada pelas plantas. Em solos não saturados, os processos dinâmicos da água de maior interesse e importância para a agricultura incluem infiltração, redistribuição e evaporação da água pelos solos (PREVEDELLO, 1996).

A capacidade que o solo apresenta de armazenar e reter água é um de seus atributos mais importantes e um dos mais variáveis. O deslocamento e reciclagem de vários elementos químicos, o desenvolvimento dos processos bioquímicos do solo, o crescimento das plantas e as propriedades físicas do próprio solo, tais como densidade, resistência à penetração e tensão de cisalhamento, são significativamente influenciadas pelo teor de água no solo (SANTOS, 2010).

O armazenamento e retenção de água no solo resultam das forças atrativas que

ocorrem entre as fases líquida e sólida do solo, as quais possibilitam a retenção de água contra as forças da gravidade, evaporação e absorção pelas raízes (REICHARDT, 1990; LIBARDI, 1995). Segundo Forsythe (1972), os mecanismos responsáveis pela retenção de água no solo e, conseqüentemente, pelo potencial matricial, são as forças de adsorção e capilaridade. Propriedades físicas como a textura, distribuição e diâmetro médio de poros e estrutura do solo estão diretamente ligadas à variação na quantidade de água armazenada no solo. O tipo de solo e qualidade das partículas de argila são responsáveis pela afinidade que se estabelece entre a água e as partículas sólidas, resultando na energia de retenção da água no solo (REICHARDT, 1990). Rawls e Pachepsky (2002) estudaram o efeito da consistência e estrutura do solo na capacidade de retenção e verificaram que o grau de desenvolvimento, a consistência do solo seco e, principalmente, a plasticidade contribuem para a capacidade de retenção de água pelo solo e que essas características são influenciadas pelo teor de argila e matéria orgânica do solo.

O uso intensivo dos solos pode deteriorar suas propriedades físicas, alterando a densidade e a porosidade, propriedades que governam a capacidade de armazenamento e disponibilidade de água às plantas. A densidade e a porosidade do solo podem variar consideravelmente, dependendo da textura, dos teores de matéria orgânica do solo e da frequência de cultivo (ARAÚJO et al., 2004). Assim como a ação antrópica pode afetar negativamente as propriedades físicas do solo, o contrário também pode ser observado em áreas de PD consolidado, que apresentam aumento da matéria orgânica. Efeito similar foi observado em trabalho que relacionou a adição de matéria orgânica ao solo com um aumento nos valores da capacidade de campo a ponto de murcha permanente e água disponível às plantas (MAIA, et al., 2005).

A matéria orgânica atua nos solos de modo abrangente, com efeito tanto na melhoria das condições físicas do solo, tais como aeração, retenção e armazenamento de água, quanto nas suas propriedades químicas e físico-químicas, tais como fornecimento de nutrientes às plantas e capacidade de troca catiônica do solo (CTC). Além disso, ela propicia um ambiente adequado ao estabelecimento e à atividade da microbiota (FIGUEIREDO et al., 2008). Segundo Fageria et al., (1999), o aumento no teor de matéria orgânica altera a retenção de água do solo, o que se deve aos seguintes fatores: decréscimo da densidade e aumento da porosidade total, mudança na estabilidade e distribuição do tamanho dos agregados e aumento da capacidade de adsorção. Para Emerson et al. (2003), a porosidade aumenta com o incremento de matéria orgânica e esta, por sua vez, aumenta as cargas negativas do solo, acentuando a capacidade de retenção de água, principalmente dos solos arenosos.

Os solos argilosos e/ou com alto teor de matéria orgânica possuem maior

capacidade de retenção de água em comparação aos arenosos (KIEHL, 1979; FIORIN et al. 1992; TAIZ; ZEIGER, 2004). Da relação entre o conteúdo volumétrico de água no solo e o potencial matricial, resulta a curva característica de água no solo. A forma da curva é afetada pela estrutura e textura do solo, mais especificamente, pela distribuição do tamanho dos poros (HILLEL, 1980). De acordo com Silva et al. (2006), a curva de retenção de água do solo é essencial no estudo das relações solo-água.

Propriedades físicas do solo, tais como consistência, resistência à compactação, plasticidade, resistência à penetração, expansão e contração, dependem de seu conteúdo de água (HILLEL, 1980a). Dentre os fatores que influem na variabilidade do conteúdo de água no solo, encontram-se a topografia, as propriedades do solo, tipo e densidade da vegetação, profundidade do lençol freático, precipitação e radiação solar, bem como outros fatores meteorológicos (MEDEIROS e CLARKE, 2007). Entretanto, Santos (2010) acredita ser difícil identificar a importância relativa desses fatores, devido às suas mútuas e múltiplas influências na umidade do solo e, a partir disso, sugere que as relações entre umidade do solo e os fatores mencionados acima sejam estudadas em vários locais e em diferentes escalas.

Os processos de expansão e contração do solo, associados à adição ou extração de água, provocam alterações no volume do solo, ou seja, no tamanho e distribuição dos poros. Assim, o armazenamento de água no solo é função do tamanho e volume dos poros (HILLEL, 1980a), mas as diferenças no armazenamento podem variar em função do teor de argila, silte, areia e matéria orgânica. Ainda de acordo com Hillel (1973), a ação indireta da matéria orgânica sobre o teor de água no solo é mais pronunciada em baixas tensões, nas quais a retenção depende principalmente do efeito de capilaridade e distribuição de tamanho de poros, sendo, portanto, afetada pela estrutura do solo. Para altas tensões, a água é retida na matriz do solo por adsorção e, assim, influenciada pela textura e superfície específica do solo. A matéria orgânica é fortemente hidrófila em função de suas cargas negativas e da alta superfície específica. Conseqüentemente, o seu poder de retenção de água é alto, podendo reter de 4 a 6 vezes o seu peso (BRADY, 1989).

Alguns estudos têm destacado a importância do conhecimento sobre a umidade na superfície do solo, a qual é um dos maiores desafios para a hidrologia e a bioclimatologia.

Dentre os fatores que influenciam a umidade do solo, estão as propriedades do solo, a topografia e a vegetação. As relações entre a umidade do solo e as características acima devem ser estudadas em uma variedade de locais e de escalas, porque os fatores que controlam a umidade do solo em regiões úmidas são diferentes daqueles em regiões áridas e semiáridas (CANTÓN et al., 2004).

A umidade superficial do solo exerce maior controle na partição da radiação em calor latente e sensível (PAN et al., 2008), além de ser a variável chave que define e integra todas os componentes do balanço de energia da superfície. Apesar da umidade do solo ter um elevado grau de variabilidade no espaço e no tempo, compreender seu equilíbrio e sua variabilidade é fundamental para quantificar a relação entre região, ecologia, hidrologia e geologia (REICHARD; TIMM, 2004).

2.4 Processo de evaporação da água no solo

O processo de evaporação de água do solo e o de transpiração das plantas ocorrem simultaneamente, porém, podem ser tratados como processos independentes. A evaporação da água é o processo de mudança de sua fase líquida para a fase gasosa e ocorre tanto em massa contínua (rio, lago e represa), quanto em superfície porosa úmida (planta e solo). É também um fenômeno que utiliza energia externa ao sistema e a transforma em calor latente. De acordo com Gardner (1965), a evaporação da água em superfícies inicialmente saturadas ocorre em três estágios. No primeiro, a água não é limitante e a taxa de evaporação é controlada principalmente por fatores meteorológicos. Para Allen et al. (2006), a lâmina de água evaporada no primeiro estágio denomina-se Água Prontamente Evaporável (APE) (mm), enquanto a lâmina máxima de água que pode ser evaporada através da superfície do solo denomina-se Água Total Evaporável (ATE) (mm).

No segundo, a taxa de evaporação cai rapidamente porque as perdas de água são limitadas pelo movimento de água do solo em condições não saturadas. Nessas condições, a evaporação é controlada pela condutividade hidráulica do solo. Allen et al. (2006) destacam que, na segunda fase ou estágio, a evaporação da água do solo decresce à medida que a umidade do perfil do solo diminui. Isso é proporcional à razão entre a quantidade de água ainda disponível na camada superficial do solo e a que produz a evaporação.

O terceiro estágio ocorre quando a superfície do solo se encontra praticamente seca. A evaporação, nesse caso, passa a ser dependente do fluxo de calor do solo, que é determinado pelas características físicas e adsorptivas do referido solo e a transmissão da água para o seu exterior ocorre por difusão de vapor, em resposta à exposição do solo à radiação solar. Nesse estágio, a taxa de evaporação pode ser considerada desprezível em função da difusão do vapor ser um processo muito lento.

Estudos de evaporação e evapotranspiração com o objetivo de fornecer dados para

o manejo de irrigação normalmente dividem a evaporação em apenas dois estágios, desprezando o terceiro, pois antes de atingi-lo, o manejo já recomendaria aplicação de água via irrigação e o solo, assim, voltaria ao estágio inicial. O primeiro estágio de evaporação da água no solo pode durar de um a três dias, conforme a magnitude da taxa de evaporação. De acordo com Freitas et al., (2006), essa fase depende das condições atmosféricas externas, sendo de aproximadamente 90% da demanda evaporativa. A duração desse estágio é influenciada pela taxa de evaporação, pela profundidade do solo e pelas propriedades hidráulicas do solo. Durante o segundo estágio, a superfície se torna seca e a evaporação ocorre abaixo da superfície. O vapor d'água alcança a superfície por difusão molecular e por fluxo de massa, como consequência da flutuação na pressão do ar (JENSEN et al., 1990).

Para calcular a evaporação da água do solo, Ritchie (1972) estabeleceu os índices “U” e “a”. O primeiro refere-se à quantidade de água evaporada no primeiro estágio e o segundo corresponde à taxa de evaporação da água do solo no segundo estágio. Quando medido a campo, o valor de U varia de aproximadamente 5 mm, para solo arenoso, a 14 mm, para solo de textura mais argilosa (RITCHIE; JONHSON, 1990).

A influência da demanda evaporativa na duração do primeiro estágio e na magnitude da evaporação acumulada foi estudada por Bond; Willis (1970), que aplicaram seis demandas evaporativas (de 4,7 a 13,4 mm.d-1) em colunas com solo de textura franco-arenosa. Esses autores constataram que, com o aumento da demanda evaporativa, a quantidade de água evaporada no primeiro estágio diminuiu. Entretanto, a quantidade de água evaporada nos 25 dias seguintes após ter cessado o primeiro estágio aumentou com a elevação da demanda evaporativa. Observaram ainda que, quando a demanda evaporativa é superior a 10 mm.d-1, a duração do primeiro estágio é muito curta, aproximadamente dois dias. Também Reichardt (1968) constatou que a duração do primeiro estágio depende da taxa de evaporação.

2.5 Fatores determinantes para a evaporação da água do solo

A mudança do estado sólido ou líquido para o estado gasoso corresponde a um aumento da energia cinética das partículas da substância, exigindo, para isso, em temperatura constante, o consumo de uma quantidade de energia que, por unidade de massa da substância, é o calor de vaporização. Em geral, a radiação solar é a principal fonte de energia para a evaporação. A quantidade de energia requerida para que haja mudança da fase líquida para a de vapor da água pura é de 540 cal.g-1 a 100 °C e 586 cal.g-1 a 20 °C.

Em uma superfície exposta às condições ambientais, onde existe certo conteúdo de vapor d'água, ocorre troca de moléculas entre as fases de vapor e líquida, envolvendo os fenômenos de condensação e evaporação. As condições básicas para a ocorrência desse mecanismo são a existência de uma fonte de energia, que pode ser radiação solar, calor sensível da atmosfera ou da superfície evaporante, e a existência de um gradiente de concentração de vapor entre as superfícies. A evaporação da água do solo é influenciada primeiramente, pela demanda evaporativa da atmosfera, que compreende radiação solar, temperatura, umidade relativa do ar e velocidade do vento (ALLEN et al., 2005); pela disponibilidade e fluxo de água no solo; e ainda pelo tipo e quantidade de cobertura na superfície do solo.

2.6 Demanda evaporativa da atmosfera e evaporação

A radiação solar é a fonte energética no processo evaporativo. A variação da intensidade da radiação solar recebida na superfície produz uma variação na temperatura do solo, o que modifica a energia cinética das moléculas de água. Em temperaturas elevadas, mais moléculas escapam da superfície devido à maior energia cinética. Assim, é possível estimar a taxa de evaporação através do balanço dos fluxos de energia. Os termos principais do balanço de energia, correspondentes a ganhos ou perdas para as superfícies vegetais, são a radiação solar líquida, o calor sensível do ar ou da camada limite, o calor sensível a partir do ou para o solo e a evaporação, expressa como fluxo de calor latente de evaporação (PEREIRA, 2007).

O aumento da temperatura possibilita que maior quantidade de vapor de água esteja presente no mesmo volume de ar, aumentando, assim, a pressão de saturação da atmosfera e, indiretamente, diminuindo a umidade relativa do ar. De modo complementar, para cada 10°C de elevação da temperatura, a pressão de vapor de saturação praticamente dobra. Dessa forma, a força impulsora para retirar o vapor de água de uma superfície evaporante depende do gradiente de pressão de vapor entre tal superfície e a atmosfera, o qual, por sua vez, é dependente da umidade relativa do ar.

O vento modifica a camada de ar vizinha à superfície evaporante, frequentemente substituindo uma camada com maior conteúdo de vapor d'água por uma com menor conteúdo de vapor d'água. Na camada em contato com a superfície (aproximadamente 1 mm), o movimento de vapor ocorre por moléculas individuais (difusão molecular). Entretanto, acima dessa camada limite superficial, o responsável é o movimento turbulento do ar (difusão turbulenta).

Portanto, a radiação solar, a temperatura do ar, a umidade relativa do ar e a velocidade do vento são as variáveis meteorológicas mais relevantes a serem consideradas quando se avalia o processo de evaporação de água no solo (ALLEN, 2005).

Porém, a evaporação depende também da disponibilidade e fluxo de água no solo e das condições da superfície. As perdas de água por evaporação em dias de demanda evaporativa semelhantes podem ser consideravelmente diferentes pela variação da disponibilidade de água no solo entre os dias observados. Assim, para prever as perdas de água por evaporação, é necessário a inclusão de variáveis do solo ou da água no solo, além das meteorológicas.

2.7 Disponibilidade e fluxo de água no solo

A disponibilidade e o fluxo de água no solo são as principais características físico-hídricas do solo que influenciam diretamente a evaporação. Ambas estão relacionadas com a estrutura do solo, principalmente densidade e porosidade, as quais interferem na retenção e nos fluxos líquido e gasoso da água, regulando as perdas de água por evaporação (GORDIYENKO; KOSTOGRYZ, 1990).

A textura do solo é uma característica pouco variável no tempo e pouco afetada pelo manejo (REINERT et al., 2001). Dessa forma, as modificações físicas dos solos estão associadas à sua estrutura. A textura e a estrutura são características que influenciam expressivamente a movimentação da água no solo, uma vez que determinam a quantidade de poros presentes em seu perfil, os quais são de extrema importância na condutividade hidráulica do solo. Também interferem expressivamente na infiltração, a forma dos poros e a sua continuidade.

Existe uma correlação positiva entre as perdas de água e o teor de argila do solo e negativa para o teor de silte e areia. Bonsu (1997) atribui essa relação às propriedades hidráulicas dos solos, que variam, segundo o autor, conforme a textura e a estrutura. Ainda assim, a medição das perdas de água por evaporação diretamente do solo, após a ocorrência de chuvas ou irrigações, é fundamental para a melhoria na eficiência do uso da água em sistemas agrícolas, especialmente nas fases iniciais de desenvolvimento dos cultivos.

A evaporação pode ser o maior componente do balanço da água para áreas com culturas irrigadas ou de sequeiro. A evaporação acumulada da água do solo pode representar mais da metade da evapotranspiração da cultura do tomate com dossel parcial (TANNER & JURY, 1976), proporção essa também encontrada para a cultura do algodão irrigado (AL-

KHAFAF et al., 1978). Balandrin et al. (1985) relataram que a evaporação correspondeu a 30% da evapotranspiração para a cultura do milho irrigado e Lascano et al. (1987) encontraram a mesma proporção para a cultura do algodão. Liu et al. (2002), trabalhando em lisímetros sob condições de suprimento hídrico adequado para as culturas do trigo e milho, observaram que 30% da evapotranspiração desses cultivos se deve à evaporação da água do solo.

A lâmina de água evaporada diretamente da superfície de solos úmidos representa até 30% das chuvas, sobretudo em regiões tropicais e semiáridas. Em regiões subtropicais e temperadas, nos cultivos de primavera-verão, uma considerável proporção das chuvas pluviais que deveriam ser aproveitadas pelos cultivos é perdida para a atmosfera por evaporação. A perda de água do solo pelo processo de evaporação constitui-se num importante parâmetro no ciclo hidrológico, podendo atingir 50% ou mais da quantidade de água evapotranspirada em um solo descoberto (PREVEDELLO, 1996).

A perda de água por evaporação diretamente da superfície do solo pode ser negativa, porque ela não participa das relações solo-planta-atmosfera. Toda ação antrópica que interfira nessas relações deve estar focada na redução das perdas de água por evaporação, aumento da proteção da superfície do solo contra o impacto direto das precipitações e aumento da capacidade de infiltração de água no solo.

2.8 Métodos de medida e estimativa da evapotranspiração

A E_{Tc} e a E_{To} podem ser medidas por meio de instrumentos denominados lisímetros, que podem ser de três tipos: percolação, pesagem mecânica e flutuação. Através da lisimetria de pesagem mecânica mede-se a variação do peso de um bloco de solo, devido à entrada e saída de água, por meio de uma célula de carga que monitora a dinâmica da água no solo. Essa técnica é considerada padrão na determinação da evapotranspiração de cultura e de referência já que oferece maior precisão (ANDRADE, 2018), embora seja a mais cara.

Além disso, permite realizar leituras em intervalos de tempo reduzido e cálculo simples. A ET , neste caso, é o resultado de duas pesagens consecutivas (ANDRADE, 2018), sendo calculada pela Equação 01:

$$ET = \Delta P / S \quad (01)$$

Em que, ΔP é a variação do peso do tanque em quilogramas dividido pela área do tanque em m^2 representado por S (ANDRADE, 2018).

No lisímetro de percolação há tanques impermeáveis enterrados no solo que contêm o solo local. Um dreno acoplado permite o escoamento da água, impedindo que o solo fique saturado em caso de excesso S (ANDRADE, 2018). O cálculo é realizado conforme a Equação 02.

$$ET = (P + I - C) / S \quad (02)$$

Em que se soma P, que é a precipitação sobre o lisímetro, com I, que é a água adicionada ao lisímetro para fazê-lo atingir novamente a capacidade de campo, e subtrai-se C, que é a água drenada e coletada nos baldes. Este total é dividido pela área do tanque em m² representada por S (ANDRADE, 2018).

O lisímetro de flutuação consiste em dois tanques de diâmetros diferentes. O maior é enchido com água e o menor, que contém o solo, é colocado dentro do maior (SANTOS, 2002). A ET é calculada pela variação no nível da água no tubo de medida, segundo a Equação 03.

$$ET = F \cdot (h_1 - h_2) + I \quad (03)$$

Em que: F é o fator de conversão determinado para cada lisímetro, a expressão $h_1 - h_2$ reflete a variação do nível do tubo de medida, à qual soma-se a precipitação ou irrigação ocorrida sobre o lisímetro (ANDRADE, 2018).

Embora os lisímetros sejam as ferramentas padrão para medição da evapotranspiração, é muito difícil manter as condições internas dos lisímetros iguais ou semelhantes às condições externas do solo (PEREIRA; NOVA; SEDIYAMA, 1997). Esse fator dificulta a precisão das medidas da evapotranspiração por estes instrumentos (ANDRADE, 2018).

O tanque classe A é construído numa chapa galvanizada, pintada de prata ou cromada. Possui um formato circular com 1,21m de diâmetro e 25,4cm de altura e é construído sobre um palanque pintado de branco com 15cm de altura (SANTOS, 2002). Para realizar uma leitura mais precisa do nível de água do tanque utiliza-se um poço tranquilizador para estabilizar a superfície da água (ANDRADE, 2018).

Para realizar o cálculo da evaporação do tanque classe A (ECA) realiza-se diariamente a leitura às 9:00 horas, subtrai-se o resultado da leitura do dia anterior e a resultante será o valor da evaporação, segundo a Equação 04.

$$ECA = (h_n - h_{n+1}) + P \quad (04)$$

Em que: $h_n - h_{n+1}$ representa a diferença entre as leituras diárias, e P é a precipitação ocorrida no período em milímetros. Para calcular a ETo necessita-se multiplicar o ECA pelo coeficiente do tanque (K_p), conforme Equação 05.

$$ETo = K_p \cdot ECA \quad (05)$$

Em que: K_p incorpora fatores globais como umidade relativa do ar e velocidade do vento (ANDRADE, 2018).

A estimativa de ETo através do método do Tanque Classe A possui baixo custo e facilidade no manuseio (PEIXOTO et al., 2010). O tanque possui uma pequena dimensão e está constantemente exposto ao sol, não existindo mecanismos para impedir o processo de evaporação. Portanto, o valor da evaporação é sempre maior em relação à perda efetiva da cultura, mesmo apresentando ótimas condições (ANDRADE, 2018). Além disso, a estimativa de ETo através do método do Tanque Classe A é menos precisa quando comparada ao método Penman-Monteith utilizando dados climáticos. (ANDRADE, 2018).

A estimativa de ETo a partir de dados meteorológicos é uma importante alternativa utilizada largamente no manejo agrícola dado que depende apenas de um conjunto de equações pré-definidas e de dados meteorológicos cuja disponibilidade tem aumentado atualmente. (ANDRADE, 2018).

Existem diferentes métodos para estimativa da ETo que utilizam um ou mais dados meteorológicos, tais como: temperatura do ar, saldo de radiação solar, umidade relativa do ar e dados sobre o vento (ANDRADE, 2018). A escolha de um ou outro método para determinação da evapotranspiração deve considerar a praticidade e a precisão do modelo, visto que os modelos apresentam diferentes sensibilidades sobretudo quanto à precisão instrumental (ANDRADE, 2018).

O método de Hargreaves-Samani, por exemplo, requer a temperatura máxima e mínima do ar e a radiação solar estimada a partir da latitude do local e dia do ano. Desta forma, permite a estimativa de ETo quando os dados meteorológicos são limitados. Já o método de Blaney-Criddle faz uso de componentes meteorológicos adicionais como a umidade relativa do ar e a velocidade do vento; fazem uma avaliação de sete métodos diferentes para estimativa de evapotranspiração por meio de dados meteorológicos e apresentam resultados para regiões úmidas, áridas e semiáridas. (ANDRADE, 2018).

A despeito da multiplicidade de métodos existentes, o método de Penman-Monteith FAO 56 é considerado padrão para estimativa da evapotranspiração de referência segundo a

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations - Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação) (ANDRADE, 2018).

A equação de Penman-Monteith FAO 56 possibilita o cálculo da estimativa da medida de evapotranspiração de referência em um dia de duas formas. Na primeira forma, considerada a mais precisa para estimar a ET_0 (JENSEN; ALLEN, 2016), calcula-se a evapotranspiração diária pela integração dos valores horários de evapotranspiração, conforme a Equação 06.

$$ET_{h0} = \sum_{i=1}^{24} ET_{h0,i} \quad (06)$$

Em que: ET_{h0} é a evapotranspiração diária (dada em mm/dia) obtida a partir da integração dos valores horários $ET_{h0,i}$ (dados em mm/h).

A evapotranspiração de referência horária é calculada pela Equação 07.

$$ET_{h0,i} = 0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot 37 \cdot T + 273 \cdot u_2 \cdot ((e_0 \cdot T_h) - e_a) \cdot \Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2) \quad (07)$$

Em que: R_n é o saldo da radiação líquida por hora ($MJ \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$); G é o fluxo de calor sensível no solo ($MJ \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$); T_h é a temperatura média horária do ar ($^{\circ}C$); u_2 é a velocidade do vento a 2 m de altura ($m \cdot s^{-1}$); e_0 é a pressão de saturação de vapor d'água (kPa); e_a é a pressão atual de vapor d'água (kPa); Δ é a inclinação da curva de saturação da pressão do vapor à temperatura média do ar [$(kPa \cdot ^{\circ}C)^{-1}$]; e γ é o coeficiente psicrométrico [$(kPa \cdot ^{\circ}C)^{-1}$] (ANDRADE, 2018).

Similarmente, a evapotranspiração diária ET_{d0} (dada em $mm \cdot d^{-1}$) é obtida pela Equação 08.

$$ET_{d0} = 0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot 900 \cdot T_{m\u00e9dia} + 273 \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a) \cdot \Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2) \quad (08)$$

Em que R_n é o saldo de radiação líquida por dia ($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$); G é o fluxo de calor sensível no solo por dia ($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$); $T_{m\u00e9dia}$ é a temperatura média do ar ($^{\circ}C$); u_2 é a velocidade média do vento a 2 m de altura ($m \cdot s^{-1}$); e_s é a pressão de saturação de vapor d'água (kPa); e_a é a pressão atual de vapor d'água (kPa); Δ é a inclinação da curva de saturação da pressão do vapor à temperatura média do ar ($kPa \cdot ^{\circ}C^{-1}$); e γ é o coeficiente psicrométrico ($kPa \cdot ^{\circ}C^{-1}$) (ANDRADE, 2018).

Note-se que para a estimativa de ET_0 considera-se que $G \approx 0$, enquanto para $ET_{h0,i}$ considera-se a Equação (09) nos horários em que há luz solar e a Equação (10) nos horários da noite (ANDRADE, 2018).

$$G = 0,1 \cdot R_n \quad (09)$$

$$G = 0,5 \cdot R_n \quad (10)$$

O parâmetro psicrométrico γ , em ambos os casos, pode ser calculado segundo a Equação 11.

$$\gamma = 0,665 \cdot 10^{-3} \cdot P_{atm} \quad (11)$$

Em que: P_{atm} é a pressão atmosférica local (kPa).

A inclinação da curva de saturação do vapor d'água (Δ) pode ser calculada pela Equação 12 observando-se que T será substituído pela média horária (T_h) ou diária ($T_{média}$) em cada caso (ANDRADE, 2018).

$$\Delta = 4098 \cdot [0,6108 \cdot \exp(17,27 T + 237,3)] \cdot (T + 237,3)^2 \quad (12)$$

Pode-se chamar a diferença entre e_s e e_a de déficit de saturação, cujo cálculo é definido pela seguinte Equação 13 e Equação 14:

$$e_s = 0,6108 \cdot \exp(17,27 T + 237,3) \quad (13)$$

$$e_a = 0,6108 \cdot \exp(17,27 T_{dewpoint} + 237,3) \quad (14)$$

Em que: $T_{dewpoint}$ é a temperatura de ponto de orvalho (em °C) e T é a $T_{média}$ ou T_h .

A radiação líquida diária (R_n) é definida pela diferença $R_{ns} - R_{nl}$, em que R_{ns} é a radiação útil de comprimentos de ondas curtas, que se pode obter utilizando a Equação 15. E a R_{nl} e a R_{so} podem ser calculadas pelas Equações 16 e 17, respectivamente.

$$R_{ns} = (1 - a) \cdot R_s \quad (15)$$

Em que: a representa o albedo para grama (normalmente o valor de 0,23), e R_s (MJ/m²) é a radiação solar (ANDRADE, 2018).

$$R_{nl} = \sigma [T_{max}(k) + T_{min}(k)] (0,34 - 0,14 \cdot \sqrt{e_a}) (1,35 \cdot R_s \cdot R_{so} - 0,35) \quad (16)$$

Em que σ é a constante de Stefan-Boltzman (MJ·m⁻²·dia⁻¹); $T_{max}(k)$ e $T_{min}(k)$ são as temperaturas absolutas máxima e mínima durante o período das 24 horas (K), respectivamente, e no caso horário deve-se usar a temperatura absoluta média horária; e R_{so} é a radiação de céu claro diária (MJ·m⁻²·dia⁻¹). O R_{so} pode ser calculado pela expressão:

$$R_{so} = (a_s + b_s) \cdot R_a \quad (17)$$

Em que: $a_s + b_s$ é a fração de radiação extraterrestre atingindo a terra em dias de céu claro e R_a

é a constante de radiação extraterrestre ($0,0820 \cdot \text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$) (ANDRADE, 2018).

Como visto acima, diversos parâmetros necessários ao cálculo da ET_{d0} e da ET_{h0} são derivados por meio de equações padronizadas. Contudo, a $T_{\text{média}}$, T_h , u_2 , P_{atm} , U_R , R_s são dados que precisam ser obtidos via sensores (ANDRADE, 2018).

Ambos os métodos de Penman-Monteith FAO 56 possuem aspectos termodinâmicos e aerodinâmicos em seu equacionamento; resultados precisos tanto em climas úmidos quanto áridos; e aceitação e aplicação mundial (ANDRADE, 2018). Embora o método seja considerado mais preciso quando usado na base horária e somado os valores para obter a estimativa diária (JENSEN; ALLEN, 2016), a aquisição de dados para o cálculo na base horária é um obstáculo em alguns contextos (ANDRADE, 2018).

2.9 Balanço de água no solo

Existem diferentes métodos para se determinar a necessidade hídrica da cultura. Eles podem ser diretos, através de equipamentos (exemplo: lisímetros), ou indiretos, obtidos por modelos matemáticos.

Os lisímetros são evapotranspirômetros no qual contém no seu interior solo representativo da área de cultivo, sendo equipamentos impermeáveis, tais como: reservatórios, recipientes, containers, etc. Esses são usados por meio do balanço hídrico, determinado de forma direta pela evaporação do solo mais a transpiração da cultura (evapotranspiração), contabilizando a entrada e saída de água do perfil útil do solo, ou seja, de acordo com o sistema radicular da cultura.

Segundo os autores, os lisímetros se apresentam, geralmente, em pesáveis (exemplo: pesagem mecânica, flutuante e hidráulico) e não pesáveis (ex. drenagem e lençol freático). De acordo com Biscaro (2007), os lisímetros que possuem célula de carga são os que apresentam maiores custos para instalação, mas, em contrapartida, possuem melhor precisão dos dados. Já os lisímetros de drenagem são mais baratos, podendo ser destinados a culturas de pequeno porte. Camargo (1962) para estimar a evapotranspiração, por meio de lisímetros de drenagem, utilizou a Equação 18:

$$ET = I + P - D \quad (18)$$

Em que: ET – evapotranspiração (mm), I - volume de irrigação (mm), P - volume de precipitação (mm), D - volume drenado (mm).

A evapotranspiração é um dos principais componentes do balanço hídrico e

corresponde ao total de água perdida pela evaporação na superfície do solo e pela transpiração da planta para a atmosfera. Dentre os métodos disponíveis para a determinação da evapotranspiração e evaporação, a lisimetria de pesagem é considerada o padrão de medida. Lisímetros são tanques preenchidos com solo e apoiado sobre um sistema de pesagem cuja função é a obtenção da variação da massa do sistema e, indiretamente, a evapotranspiração.

Aboukhaled et al. (1982) e Howell, Schneider e Jensen (1991) consideram lisímetros de pesagem como o melhor equipamento para medir com precisão a evapotranspiração de referência e evapotranspiração de culturas.

Há algumas décadas, a possibilidade de utilização de lisímetros de pesagem era dificultada devido ao alto custo. Com o desenvolvimento da eletrônica, tornaram-se disponíveis sensores mais precisos, robustos e baratos, como as células de carga, e também sistemas de aquisição e armazenamento de dados mais sofisticados.

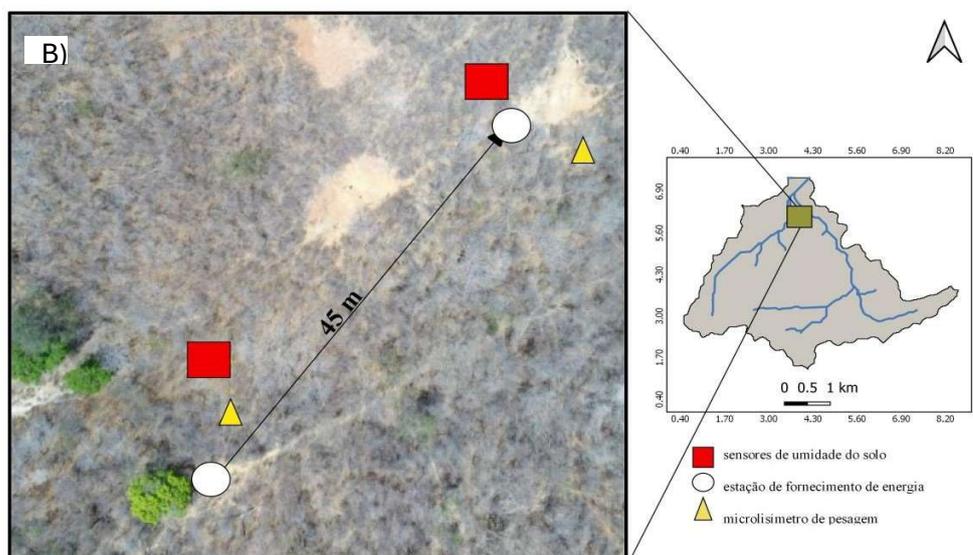
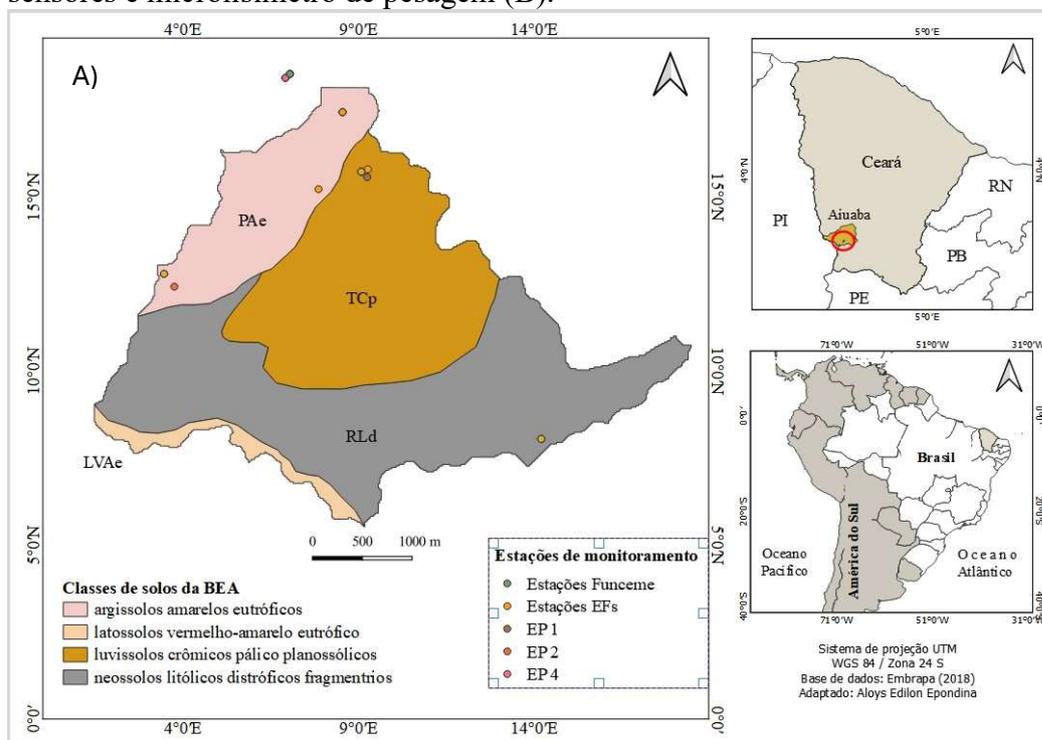
A calibração dos lisímetros é uma etapa importante e necessária para a obtenção da equação de calibração, sendo esta obtida pela comparação entre a adição e remoção de peso de massa conhecida e o impulso elétrico emitido pelas células de carga. Para garantir a obtenção de uma equação de calibração adequada, esta deve ser feita no local de utilização e também, garantindo o mínimo de interferência externa durante o processo de calibração (PAYERO, ANO). Quando essa calibração é feita de forma incorreta, interpretações inconsistentes dos valores de evapotranspiração são obtidas.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

A área de estudo localiza-se na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) (Figura 1A). Os dois microlisímetros foram instalados com distância aproximada de 50,0 m em Luvissoles presentes na BEA (Figura 1B).

Figura 1 – Localização e classes de solos presentes na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) em relação ao acude boqueirão, à rede dedrenagem (A); Localização dos microlisímetros, sensores de umidade do solo e painéis fotovoltaicos para fornecimento de energia aos sensores e microlisímetro de paisagem (B).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os solos estudados foram coletados na BEA, integralmente composta por Caatinga preservada e localizada no município de Aiuaba. Constitui parte da Bacia Hidrográfica do Alto Jaguaribe, na região do estado do Ceará denominada de Inhamuns. O clima da região, de acordo com a classificação de Koppen, é BSh (semiárido tropical), com evaporação potencial anual de 2500 mm, precipitação média anual de 549 mm e temperatura média anual de 26 °C (PINHEIRO et al., 2016). A bacia localiza-se no setor sudoeste da Estação Ecológica (ESEC) de Aiuaba.

O estudo foi iniciado com a coleta das amostras de solo na BEA localizada entre as coordenadas 6°43'08''S; 40°15'40''W e 6°41'40''S; 40°18'06''W. A Estação Ecológica de Aiuaba (ESEC Aiuaba) foi estabelecida em 1978 e gerenciada desde então pelo IBAMA (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis) e posteriormente pelo ICMbio (Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade) a partir de sua criação em 28 de agosto de 2007, pela Lei 11.516.

A BEA possui uma área de 12 km², inserida dentro da região semiárida do Brasil, com precipitação média anual de 560 mm, com alta variabilidade interanual e intra-anual da precipitação. O período chuvoso concentra-se entre os meses de janeiro e maio, a temperatura média anual de 25°C e o uso e ocupação do solo predominante é Caatinga arbustiva arbórea preservada (ALMEIDA, 2021).

Estabelecida em 1978, a ESEC de Aiuaba está associada à manutenção da biodiversidade florística e faunística do bioma caatinga e desempenha um importante papel para o ciclo hidrológico da região devido, principalmente, a sua cobertura florestal densa (DE ARAÚJO; PIEDRA, 2009). A BEA é dividida em três Associações Solo-Vegetação (ASV). O solo estudado encontra-se na primeira associação (ASV 1), ocupa 20% da área com solo do tipo Luvissole e a profundidade da zona radicular das plantas é de 80 cm (COSTA et al., 2016; PINHEIRO et al., 2016).

A BEA tem sido monitorada desde janeiro de 2003 pelo HIDROSED – Grupo de Pesquisa Hidrosedimentológicas do Semiárido < www.hidroсед.ufc.br >. Os estudos realizados na bacia, nesse período, incluem medições e análises de variáveis hidrológicas, como precipitação, evaporação, escoamento superficial e perdas por interceptação vegetal (DE ARAÚJO; PIEDRA, 2009; DE FIGUEIREDO et al., 2016; MEDEIROS; DE ARAÚJO; BRONSTERT, 2009) e estudos hidrogeológicos e sedimentológicos (COSTA et al., 2013, 2016; PINHEIRO et al., 2016; PINHEIRO; VAN LIER; METSELAAR, 2018), entre outros.

3.2 Calibração e instalação dos sensores de umidade do solo e do micro lisímetro de pesagem (ML)

As células de carga que compõem o sistema de pesagem, foram previamente calibradas. A calibração do lisímetro é uma das etapas mais importantes durante a implantação do equipamento, pois calibrações equivocadas levam a interpretações inconsistentes dos valores de evaporação. O procedimento aconteceu da seguinte forma: a plataforma de pesagem foi nivelada e estabilizada para realização das medições. A célula de carga foi conectada a uma central de aquisição de dados, datalogger, alimentada por uma fonte (Ponte de Wheatstone) de tensão contínua. O acréscimo de massas conhecidas sobre a plataforma foi realizado com intervalos constantes. Em seguida, as massas foram retiradas em ordem inversa. Através da relação entre a massa e o sinal (em mV) apresentado pela célula de carga foi realizada uma curva de calibração.

A incerteza esperada na medição (IM) pode ser calculada pela Equação 19: (Amaral et al., 2018).

$$IM = \sqrt{Ic^2 + Is^2 + Ie^2 + 2IsIe} \quad (19)$$

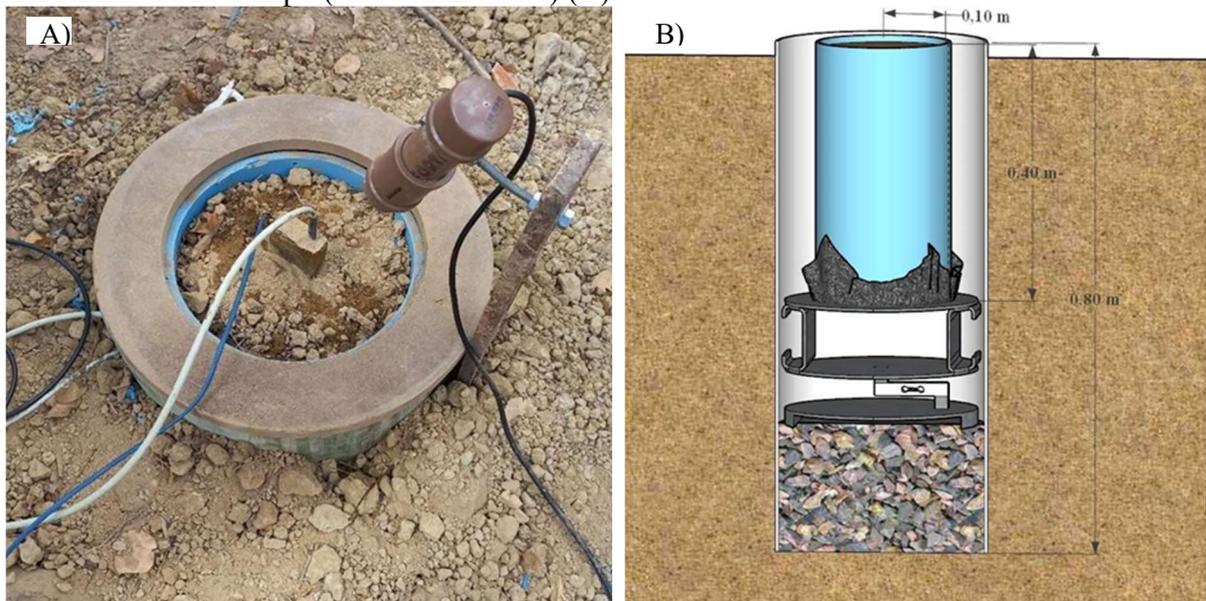
Em que: Ic - Incerteza da célula de carga = 0,03%; Is - Incerteza na medição do sinal= 0,06% (CR1000); Ie - Incerteza na alimentação da célula de carga= 0,06% (CR1000). Portanto, o valor da incerteza esperada é de no máximo 0,07%.

Para a calibração do ML com solo originário da BEA foi utilizada uma manta geotêxtil Bidim para evitar perda de solo e facilitar a drenagem dos mesmos. Os MLs foram posicionados sob plataformas de pesagem. As plataformas de pesagem são compostas por uma célula de carga com capacidade de 50 kg, conectada a um sistema de aquisição e armazenamento de dados, datalogger. O sistema de pesagem passou por processo de calibração, uma das etapas mais importantes durante a implantação do equipamento, pois calibrações grosseiras podem levar a interpretações inconsistentes dos valores de evaporação, principalmente quando se trabalha em curtos períodos. Este procedimento ocorreu da seguinte forma: a plataforma de pesagem foi nivelada e estabilizada para a realização das medições. A célula de carga, conectada a um datalogger, alimentada por uma bateria de tensão contínua. O acréscimo de massas conhecidas sobre a plataforma foi realizado em intervalos constantes. Em seguida, as massas foram retiradas em ordem inversa. Através da relação entre massa e sinal (em mV) apresentada pela célula de carga foi realizada uma curva de calibração para cada ML (EPONDINA, 2021). A descrição do processo de calibração por imagens por ser observada no

APÊNDICE 1. Foram utilizados dois sensores capacitivos de umidade do solo, que têm seu princípio de funcionamento baseado na capacitância elétrica (CRUZ et al., 2010).

Após calibração foram instalados dois micro-lisímetros (ML) posicionados na unidade experimental da Bacia Experimental de Aiuaba, sob o dossel vegetativo de vegetação de Caatinga preservada (Figura 2). As dimensões dos ML, definidas conforme ampla revisão de literatura (Flumignan et al., 2010; Kool et al., 2016; Ran et al., 2017; Chang et al., 2017; Jiao et al., 2018; Qin et al., 2018; Yang et al., 2018; Li et al., 2018), foram de 20 cm de diâmetro e 40 cm de profundidade, construídos de PVC rígido. Os dois microlisímetros foram instalados no solo da BEA para retirada de solo indeformado. Posteriormente, a parte inferior dos ML foi coberta com manta bidim, para evitar perda de solo e proporcionar o escoamento da água excedente. Em cada um dos microlisímetros foram instalados dois sensores de umidade do solo (0-20 cm e 20-40 cm de profundidade) um sensor de temperatura interna do solo e um sensor de temperatura da superfície (Figura 2A). Os ML foram postos sob as plataformas de pesagem dentro do poço envoltos por uma estrutura circular maior para proteger o sistema (Figura 2B). Para a calibração dos sensores de umidade do solo, foi preciso coletar quatro amostras de solo em tubo pequeno de PVC na BEA.

Figura 2 - Microlisímetro vamos ver como fica Eduardo parabéns pela dissertação de pesagem instalados na Bacia Experimental de Aiuaba (A) e esquema de instalação do microlisímetro no campo (visão transversal) (B)

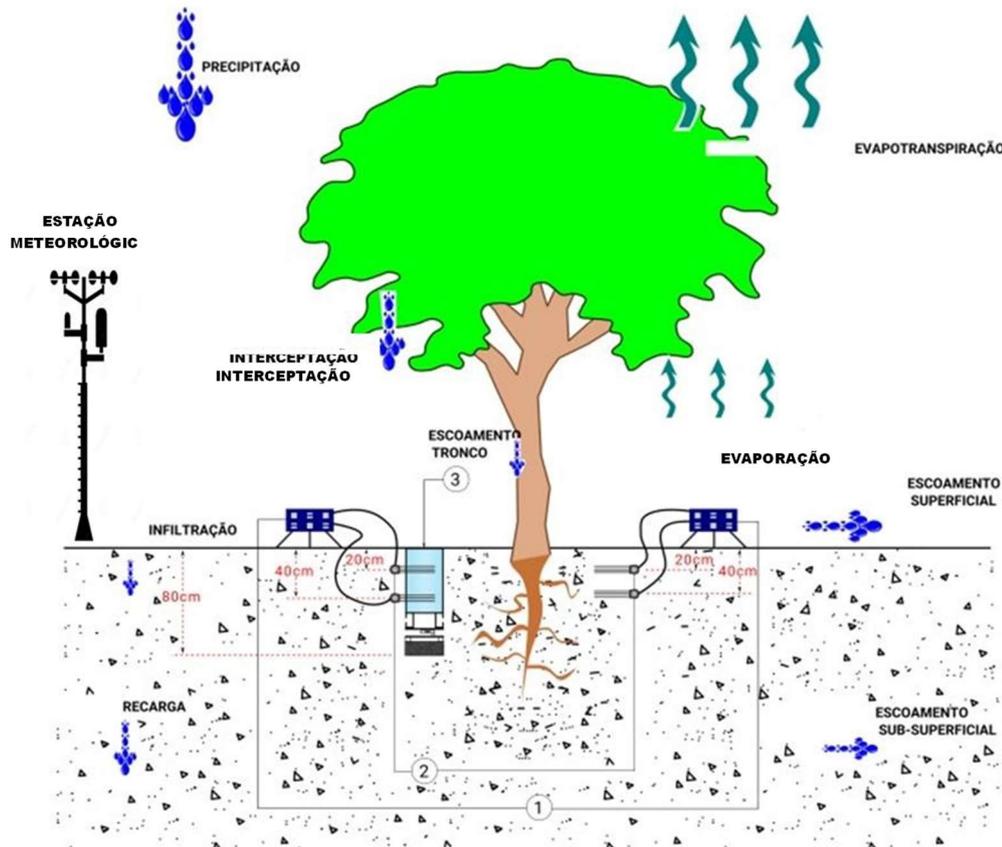


Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 3 é a representação esquematizada do experimento no monitoramento da evaporação do solo na BEA. É possível observar todos os equipamentos empregados no monitoramento das variáveis meteorológicas do local. Onde pode-se observar o local onde

foram colocados os sensores de umidades do solo, um em contato direto com a rizosfera das plantas representativas da caatinga e outro instalado dentro do tubo de PVC do microlisímetro de pesagem. Pode-se observar uma estação meteorológica empregada no monitoramento das variáveis meteorológicas. Foi esquematizado de forma resumida os diferentes caminhos que a água pode percorrer.

Figura 3 – Panorama geral da instalação do experimento.



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.3 Precipitação e armazenamento da água no solo

Os dados de chuva no período do estudo foram obtidos através de duas estações pluviométricas existente na Bacia Experimental de Aiuaba, chamadas de EP1 e EP2. Os dados de chuva são armazenados num datalogger e coletados mensalmente, possibilitando sua transferência para um computador, onde se encontra um banco de dados.

O armazenamento de água no solo foi obtido a partir de sensores de umidade do solo que foram previamente calibrados e instalados nos microlisímetros. Um dos sensores foi colocado a 0,20 m de profundidade e o outro a 0,40 m de profundidade. Foram conectados ao sistema de dataloggers para o armazenamento dos dados.

3.4 Cálculo da evaporação utilizando microlisímetros de pesagem (Es)

A evaporação da água nos microlisímetros de pesagem foi obtida através da variação de peso das amostras de solos ao longo do experimento e posteriormente foi convertida em lâmina de água (mm), sendo em seguida correlacionada com as variáveis meteorológicas. O cálculo da evaporação no microlisímetro (Es) seguiu as seguintes etapas (Equações 20, 21 e 22):

$$m = 100.555,4749 (SV) - 4.2989,27 \quad (20)$$

Em que: m = massa (g) e SV = Sinal de voltagem

$$VE = \frac{m_{i+1} - m_i}{1000} \quad (21)$$

Em que: VE = volume evaporado (L); m = é a massa (g); i = iésima unidade de tempo.

$$Es = \frac{VE}{A} \quad (22)$$

Em que: Es = lâmina de evaporação (mm); VE = volume evaporado (L) e A = área da base superfície do microlisímetro (m²).

3.5 Cálculo da evaporação de referência pelo método de Penman (E0p)

A evaporação de referência, E0p, foi obtida pela equação de Penman seguindo as recomendações do cálculo da FAO, conforme Allen e al. (1998). A Equação 23 foi utilizada para a obtenção da E0p diária.

$$E0_p = \frac{\left(\frac{\Delta}{\gamma \cdot 59} (R_L) + E_a\right)}{\left(\frac{\Delta}{\gamma} + 1\right)} \quad (23)$$

Em que: E0p - Evaporação de referência segundo Penman (1948) (mm/dia); Δ - tangente à curva de pressão de saturação do vapor (kPa/°C); γ - constante psicrométrica; RL - saldo de radiação [cal/(cm².dia)]; e E_a - poder de evaporação do ar à sombra.

3.6 Cálculo do coeficiente de evaporação (Ke)

O coeficiente de evaporação, Ke, foi calculado a partir da Equação (24), sendo Es baseado na medida de evapotranspiração do microlisímetro.

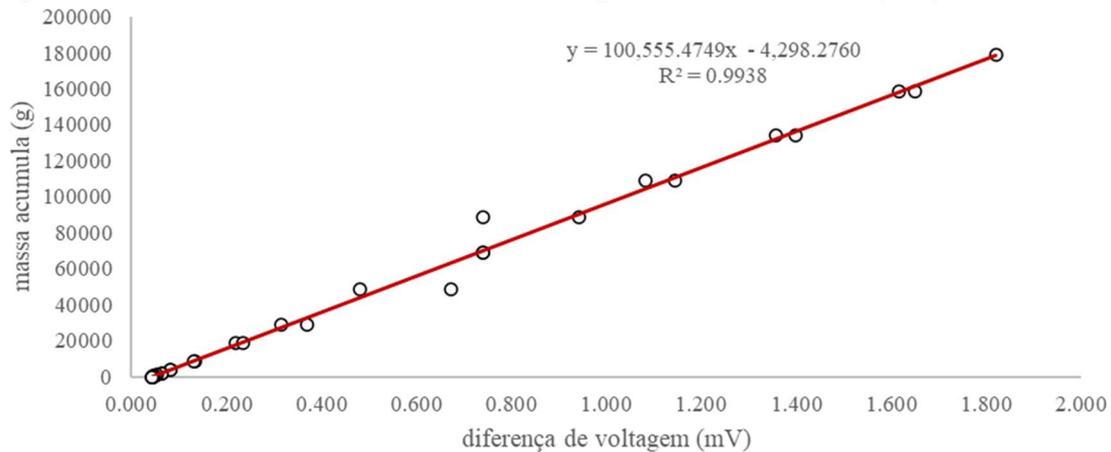
$$Ke = \frac{Es}{E0p} \quad (24)$$

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Curva de calibração da célula de carga do microlisímetro de pesagem

Os dois MLs de pesagem utilizado na Bacia Experimental de Aiuaba para a medição da evaporação da água do solo foram previamente calibrados. Pesos conhecidos foram colocados e retirados sobre a plataforma do ML de baixo da qual estava localizada a célula de carga responsável por detectar as variações de pesos ocorrendo na plataforma da balança. A cada peso colocado acima da balança um sinal em mV aparecia no datalogger e era registrado no computador, assim foi feito o mesmo procedimento para todos os pesos. A variação mínima de lâmina de água que a célula de carga pode detectar é de 0,1 mm. Com os dados obtido desse procedimento foi gerada a Figura 4.

Figura 4 – Curva de calibração da célula de carga do microlisímetro (ML).



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2 Variáveis monitoradas durante o período de estudo

Observa-se na Figura 5 o monitoramento durante um mês (mês de agosto) da variação temporal diária da incidência dos raios solar acima da bacia experimental de Aiuaba. Ao observar na escala diária o comportamento da radiação solar, é possível observar um comportamento exponencial. Observa-se que, durante o período da madrugada em torno das 2 horas, a radiação média interceptada pelos sensores foi de 15 w/m^2 . Já no começo do dia, a radiação solar chegou a 415 w/m^2 . Nas 14 horas a radiação atingiu 900 W/m^2 . Após às 14 horas, houve uma queda na energia solar, voltando aos valores iniciais de 15 w/m^2 .

A observação da variação temporal diária da temperatura do solo através do monitoramento interrompido é apresentada na Figura 6. Esse resultado permitiu observar que, durante a noite, a temperatura do solo é mais alta em relação ao do dia, atingindo valores

superiores a 75°C, no período da madrugada. Durante o dia, em torno das 14 horas, a temperatura do solo atinge valores muito baixos chegando aos 20°C. Os altos valores de temperatura mostram com qual grau as raízes das espécies da Caatinga sofrem o estresse não somente ocasionado por longos períodos de estiagem, mas também pelo calor na zona das raízes. Vale salientar também que uma relativamente ampla ocorrência de temperatura pode favorecer a adequação das espécies presente no local, pois elas podem desenvolver mecanismos que vão proporcionar um conforto radicular enquanto a temperatura estiver em torno de 75 °C e alterar esses mecanismos quando atingir os 20°C.

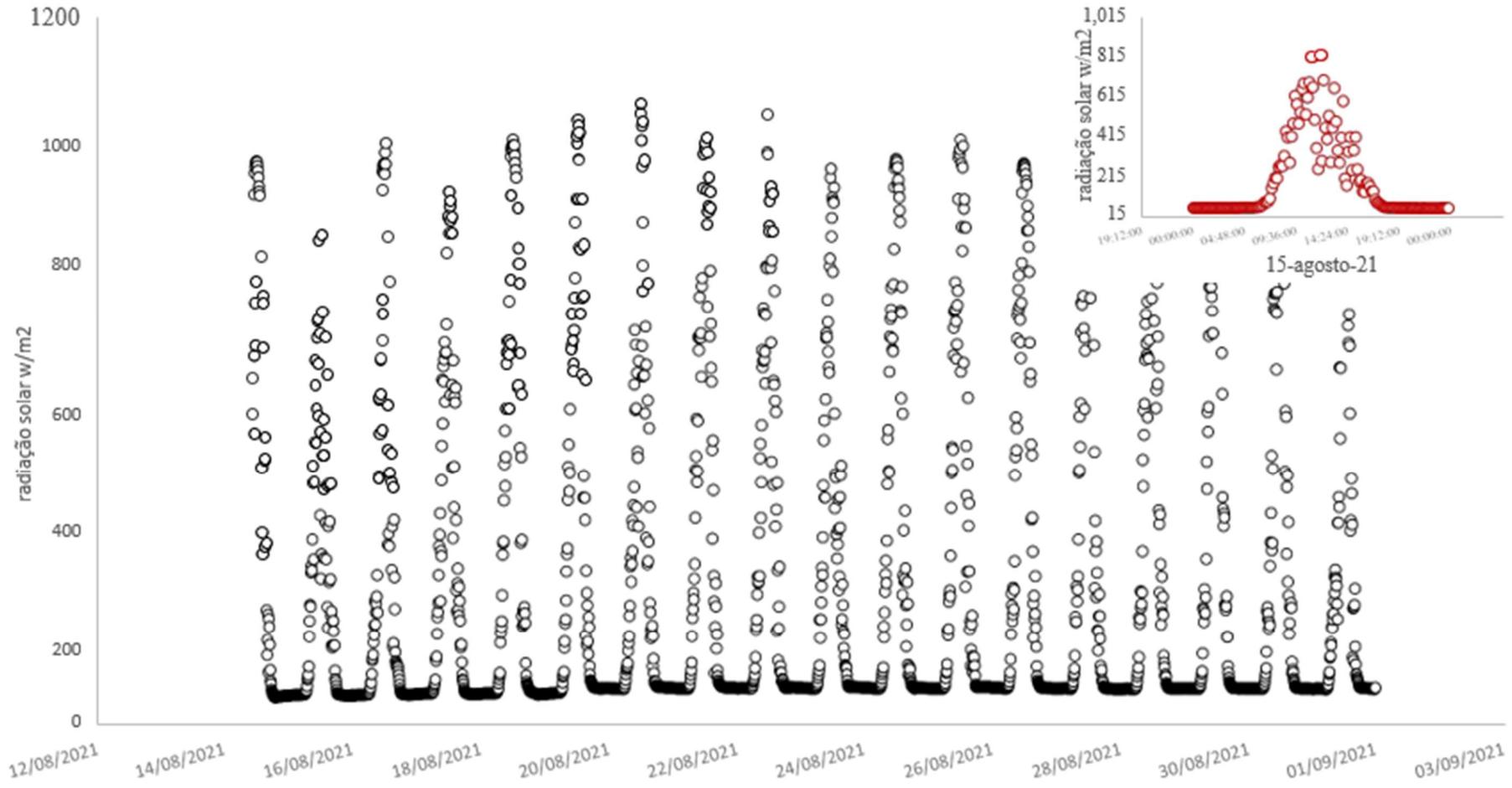
Ao se observar a temperatura abaixo do dossel (Figura 7), verifica-se um comportamento oposto ao da temperatura do solo, as máximas temperaturas ocorrem durante o dia às 14 horas, coincidindo com a máxima incidência dos raios solares. Essas temperaturas máximas atingem os 38°C. Durante a noite, observam-se temperaturas mínimas de 15°C. Isso indica que, enquanto os raios solares incidem acima do solo, as ondas curtas e longas que compõem os raios solar saturam no ar acima do solo aumentando a temperatura do ar. Quando o ar se encontra saturado, começa a ocorrer uma transferência de calor para o interior do solo, onde a temperatura se encontrava próxima a 20 °C, como observada na Figura 6. À medida que as horas se passam, chegando à noite, os raios que tinham saturados o ambiente são transferidos no interior do solo. Isso diminui a temperatura do ar e aumenta a do solo, justificando as altas temperaturas no solo chegando aos 75°C, fechando assim o processo físico de transferência de calor da atmosfera para o solo.

Na Figura 8 observa-se a temperatura acima do dossel. A temperatura varia entre o máximo de 45 °C e o mínimo de 19 °C ao longo do ano, observa-se também uma amplitude diária de 26°C. Observa-se ainda que as máximas temperaturas acima do dossel são superiores às máximas das temperaturas abaixo do dossel, onde as temperaturas não ultrapassam 40 °C. Portanto, o dossel das espécies (catingueira e juazeiro) reduzem a temperatura do ar em torno de 10°C.

Foram observadas simultaneamente a velocidade do vento e a umidade relativa do ar. Na Figura 9A pode-se observar a umidade relativa do ar, cujos valores giram em torno de 100 % a 60%. Na Figura 9B pode-se observar o comportamento do vento durante todo o período do estudo, tendo atingido valores máximos de 6,2 m/s e mínimos de 0,01 m/s.

A umidade do solo foi monitorada em duas profundidades distintas, 0-20 cm (Figura 10A) e 20-40 cm (Figura 10B) de profundidade do solo. Não houve diferença significativa de umidade entre as duas profundidades. A umidade máxima encontrada a 40 cm foi de 5,79 cm³/cm³, já a máxima encontrada a 20 cm foi de 5,14 cm³/cm³.

Figura 5 – Medida de radiação solar no período de 15/8/2021 a 2/9/2021 na BEA



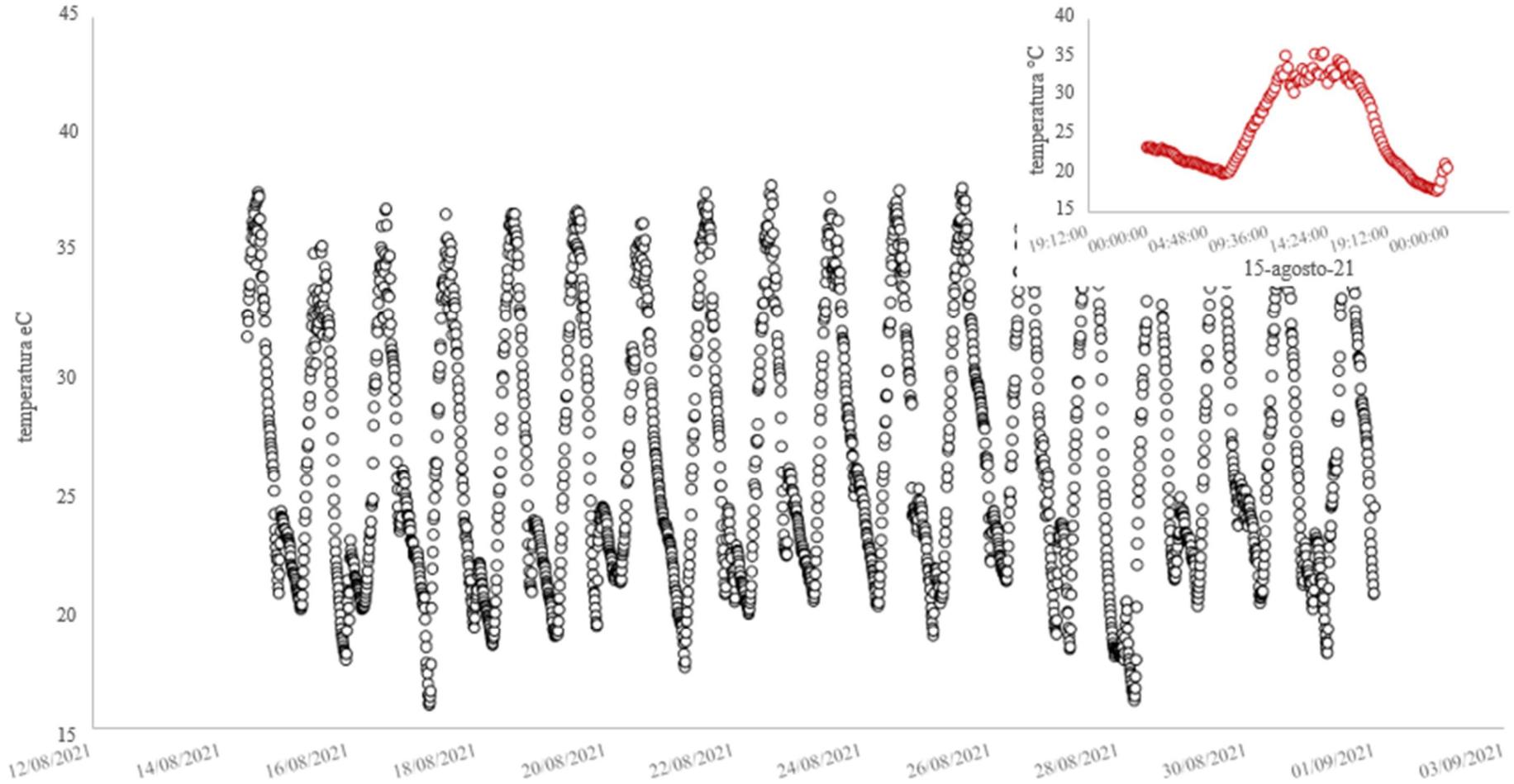
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 6 – Medida da temperatura na superfície do solo sob vegetação de Caatinga no período de 15/8/2021 a 2/9/2021 na BEA.



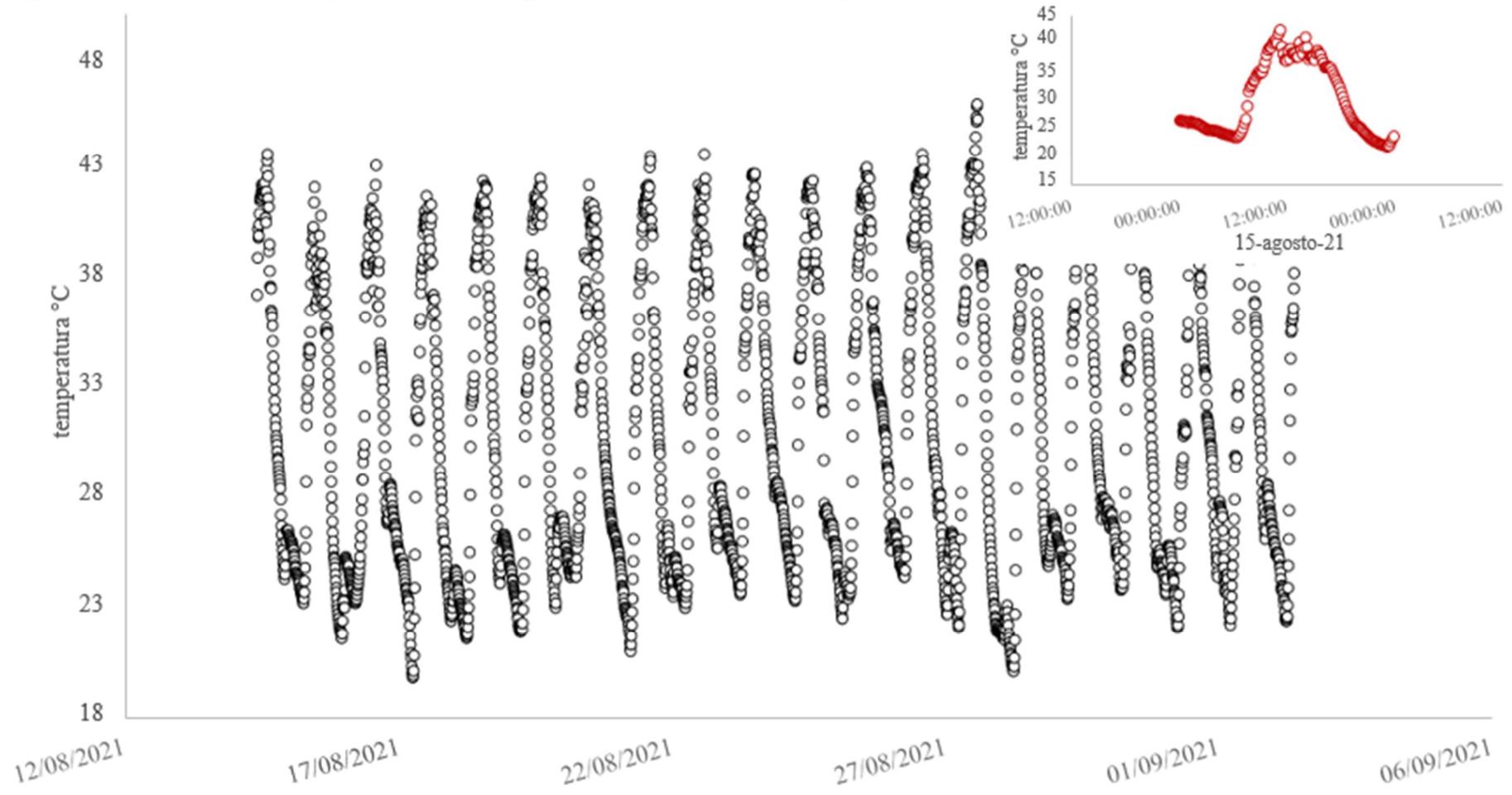
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 7 – Medida da temperatura na abaixo do dossel da vegetação de Caatinga no período de 15/8/2021 a 2/9/2021



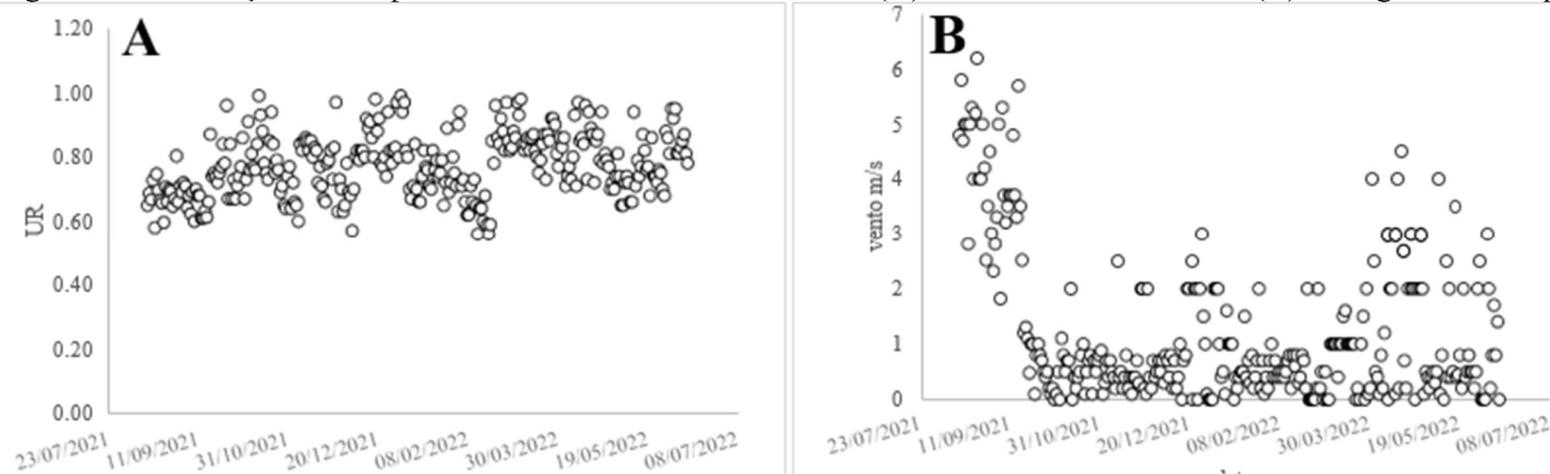
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 8 – Observação do comportamento da temperatura abaixo do dossel no período de 15/8/2021 a 5/9/2021



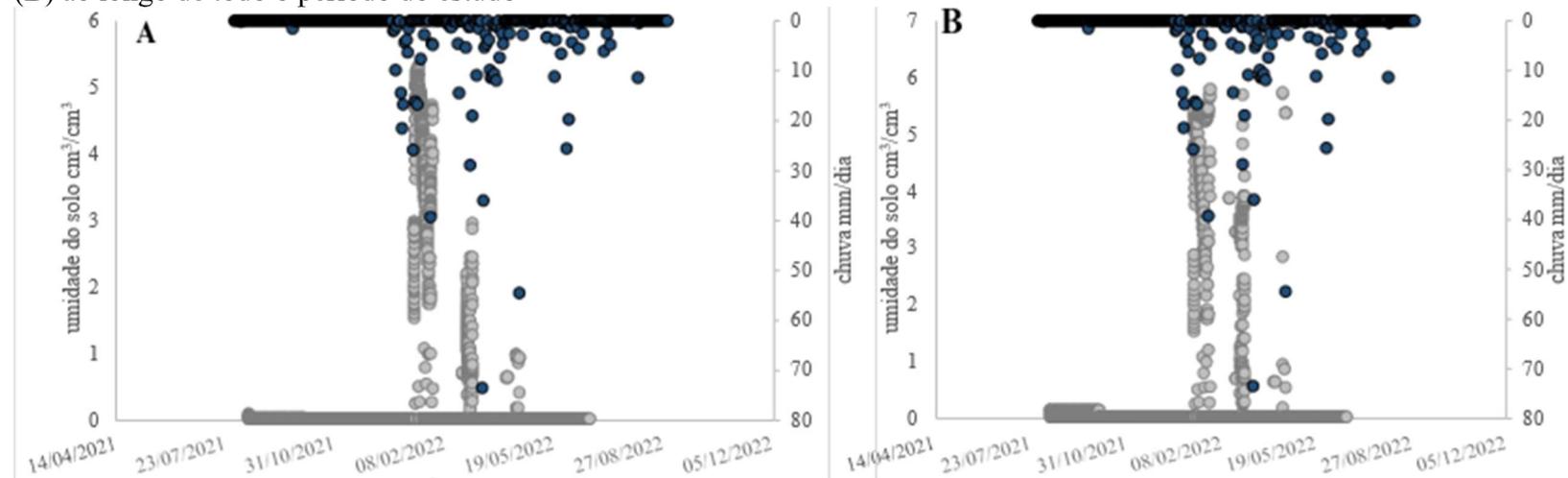
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 9 – Observação do comportamento da umidade relativa do ar (A) e da velocidade do vento (B) ao longo de todo o período do estudo



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 10 – Observação do comportamento da umidade do solo a 20 cm de profundidade (A) e da umidade do solo a 40 cm de profundidade (B) ao longo de todo o período do estudo



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.3 Evaporação da água no solo

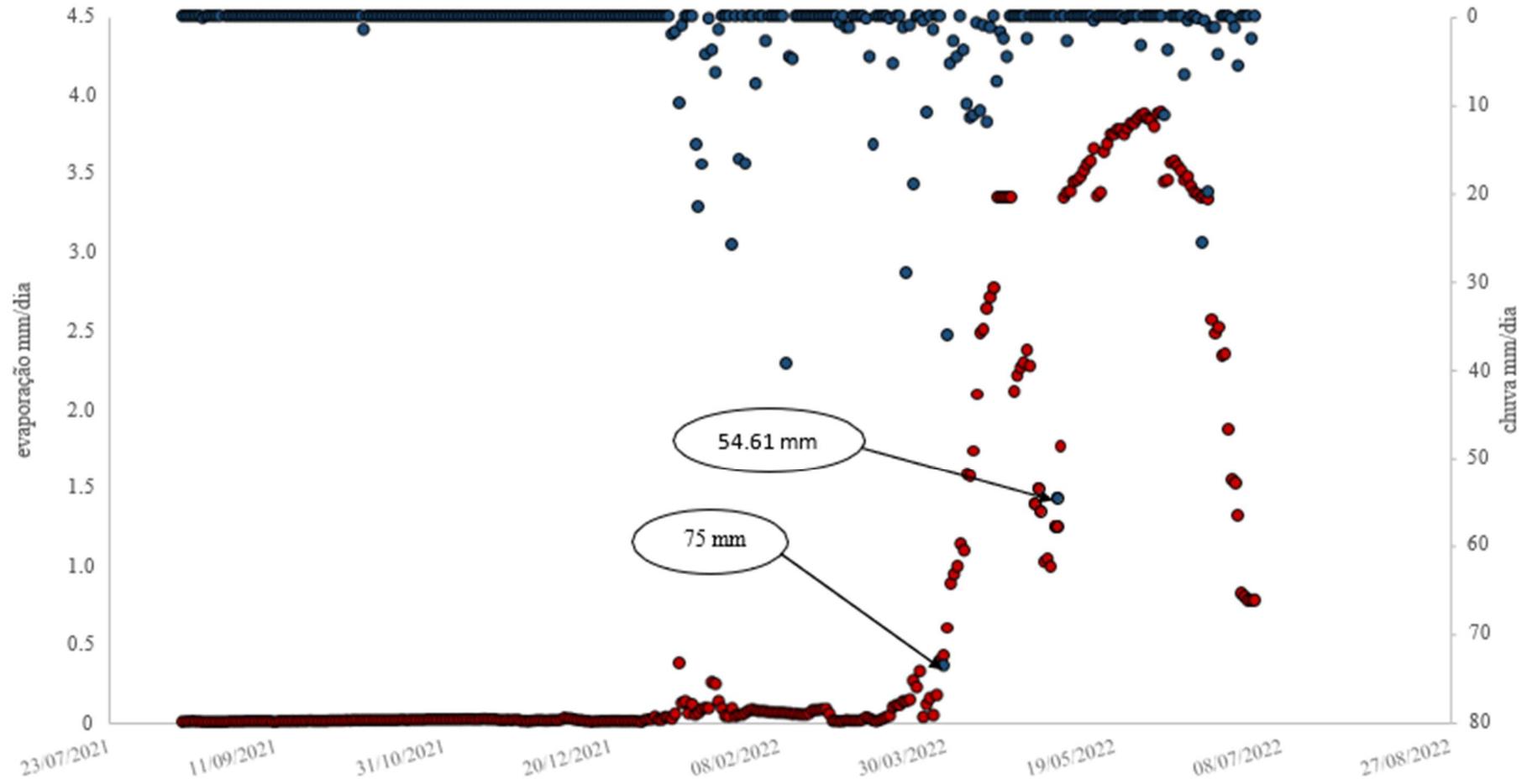
Na Figura 11, pode-se observar o comportamento da evaporação real da água do solo medida e calculada pelo método de microlisímetro de pesagem e a ocorrência da chuva ao longo do período de monitoramento. É possível distinguir claramente as duas estações (chuvosa e seca). A estação seca se inicia em agosto e se estende até o mês de dezembro e a estação chuvosa se inicia em janeiro e vai até o mês de julho. Observa-se que o aumento da evaporação da água do solo se deu com uma chuva de 75 mm. É a partir desse volume de água da chuva que se iniciou o aumento acentuado na perda de água do solo para a atmosfera, atingindo uma máxima de 3,35 mm/dia. Depois desse evento chuvoso, a evaporação do solo passou a cair até que ocorresse o próximo evento chuvoso, de 54,61 mm. Que fez com que, a evaporação do solo voltasse a aumentar, atingindo desta vez os 3,89 mm/dia, que foram as máximas evaporação registradas pelo ML. Vale ressaltar também que, durante o período chuvoso, houve eventos chuvosos na faixa de 20 a 39 mm, porém, não foram suficientes para elevar consideravelmente a evaporação do solo. Essas observações indicam uma referência da altura da chuva necessária para que se tenha um aumento significativo da evaporação da água do solo nas condições do Semiárido e da Caatinga preservada.

Na Figura 12 observa-se a relação entre a evaporação de referência (EO) e a evaporação real do solo (ES) do solo. Esperava-se que a evaporação de referência do solo estivesse maior no período seco, devido à ausência das folhas nas plantas presente no local, pois durante o período seco as plantas não transpiram. Portanto, nesse período do ano, só ocorre a evaporação do solo. No período chuvoso e espera uma diminuição na evaporação de referência do solo, mas um incremento de evaporação real do solo, pois é nesse período que as plantas voltaram a produzir folhas e a transpiração passa a ser o fenômeno mais importante no processo de perda de água para a atmosfera em forma de vapor. Na Figura 20 é possível observar que o fenômeno esperado descrito anteriormente. Observa-se uma evaporação de referência muito variada, sem um comportamento específico, porém, a relação esperada se verifica: na estação seca a evaporação real no solo é desprezível em relação à evaporação de referência, enquanto na estação úmida a evaporação real do solo é mais da metade da evaporação de referência.

Na Figura 13 observa-se o potencial evaporativo do solo em estudo. É possível observar que, na estação seca, o potencial evaporativo do solo é muito baixo e na estação chuvosa aumenta. A média da capacidade do solo a transferir água para a atmosfera no período seco é de 0,70 %, já no período chuvoso aumentou para 76 %. Observa-se que o potencial máximo de evaporação calculada passou dos 100%, que é o limite superior esperado. Isso pode

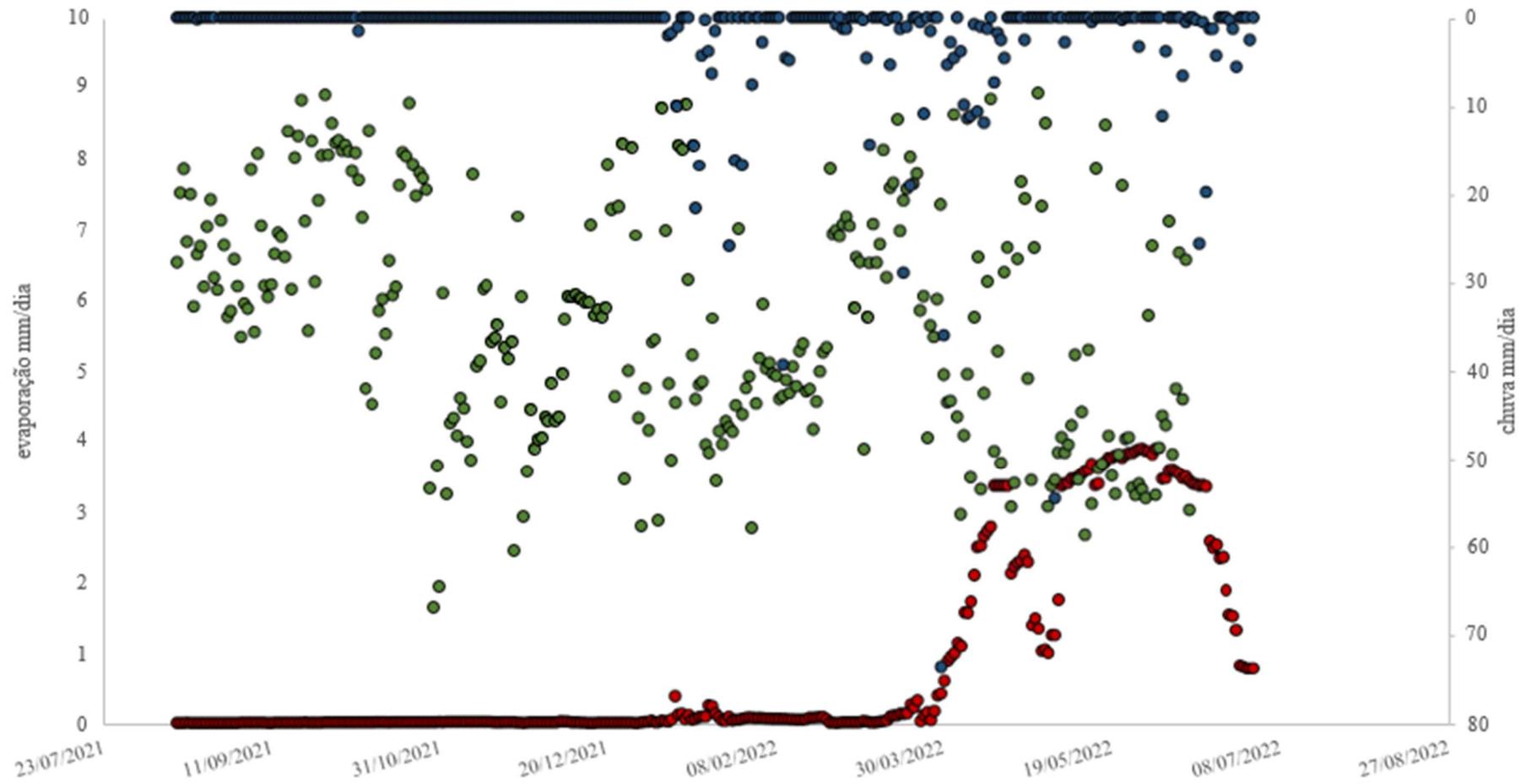
ter ocorrido devido às incertezas do método e/ou devido à dinâmica temporal de acúmulo de calor no solo. Observa-se na Figura 14 as curvas de permanência da evaporação real do solo e da evaporação de referência. A evaporação real do solo permanece acima de 1mm/dia durante 20 % do tempo e, nos 80 % de tempo restantes, ela permaneceu quase nula. Já a evaporação de referência o tempo todo permaneceu acima de 1,0 mm/dia, chegando a 8,5 mm/dia. A evaporação de referência acumulada (Figura 15) apresenta altos valores, já a evaporação real não ultrapassa 1,0 mm/dia durante quase todo o período do estudo, somente a partir abril que ela começa a aumentar significativamente. A chuva acumulada teve o mesmo comportamento da evaporação real. A precipitação apresentou valores abaixo de 1 mm/dia durante a metade do tempo e depois passou a crescer e atingir valores superiores a 100 mm/dia. A correlação entre as variáveis meteorológicas e a evaporação de referência (Figura 16) apresentou uma correlação crescente positiva entre a variável radiação solar e a variável temperatura, embora os seus coeficientes de determinação (R^2) foram 0,46 e 0,44, respectivamente. Sendo uma correlação fraca. Já a correlação entre as variáveis vento e UR do ar houve ela foi negativa e decrescente com coeficientes de determinação muito baixo e um alfa negativo.

Figura 11 – Representação temporal da evaporação da água do solo com a chuva



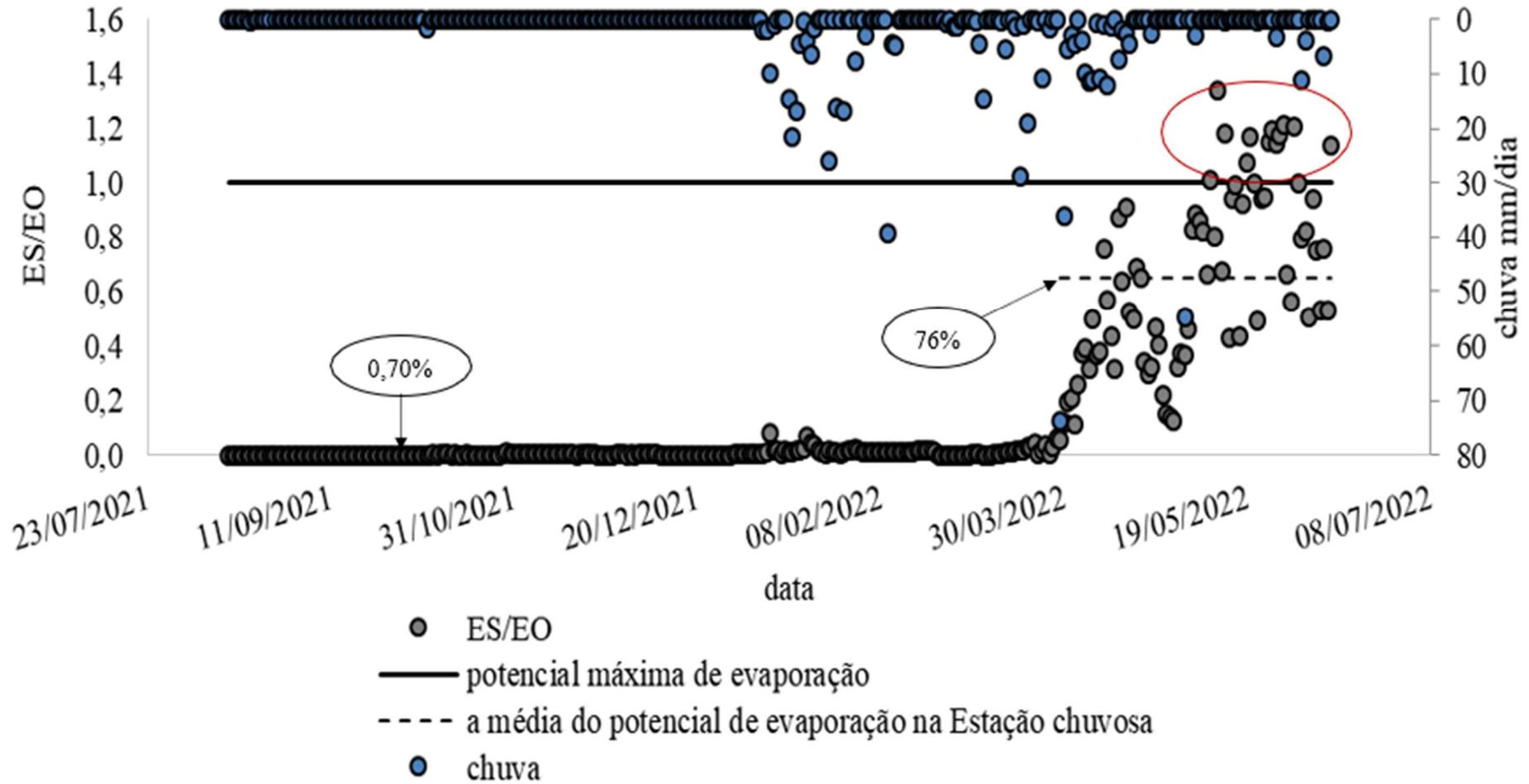
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 12 – Representação temporal da evaporação da água do solo e da evaporação potencial da água do solo



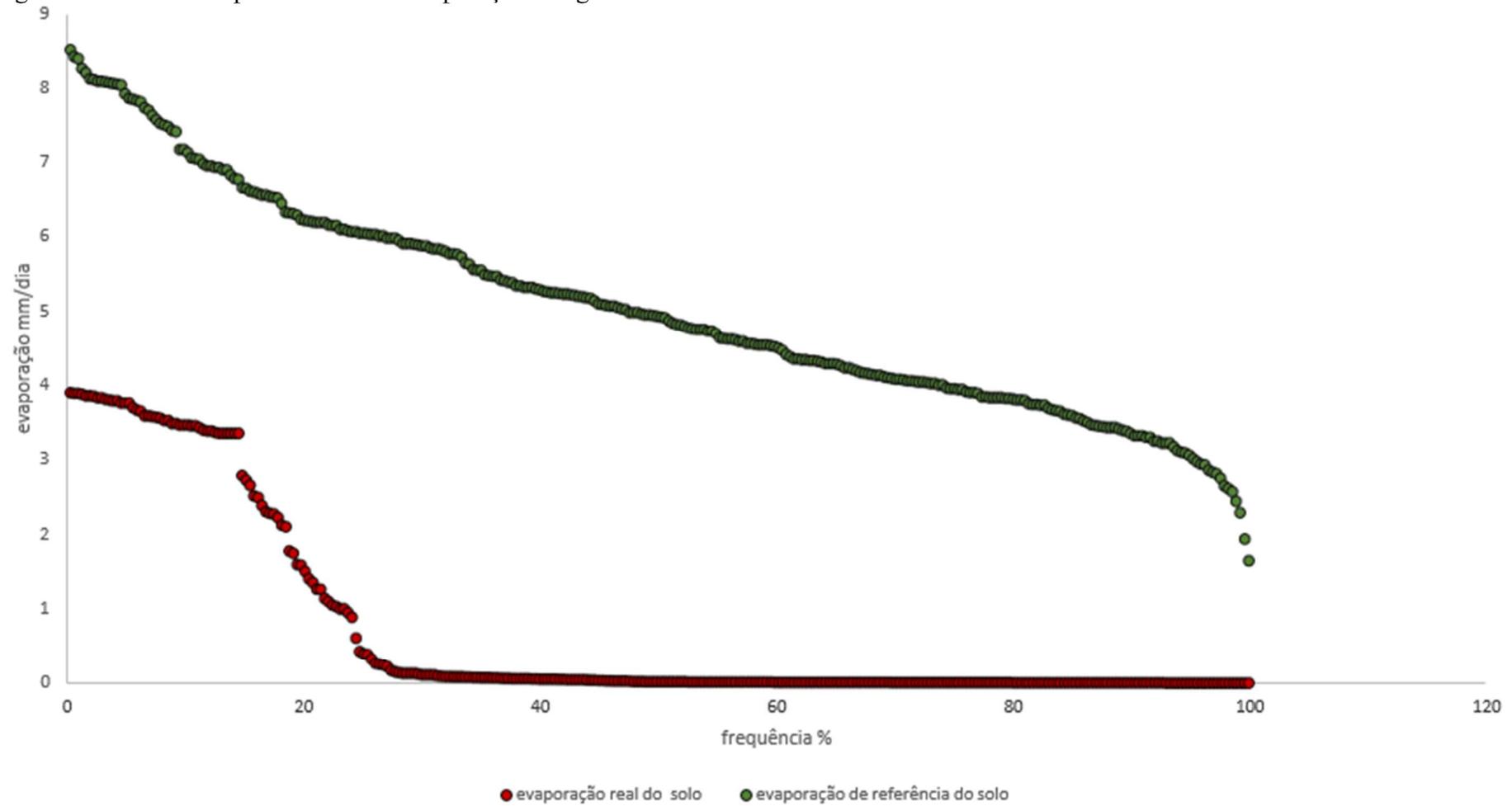
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 13 – Representação temporal do potencial de evaporação do solo com a chuva



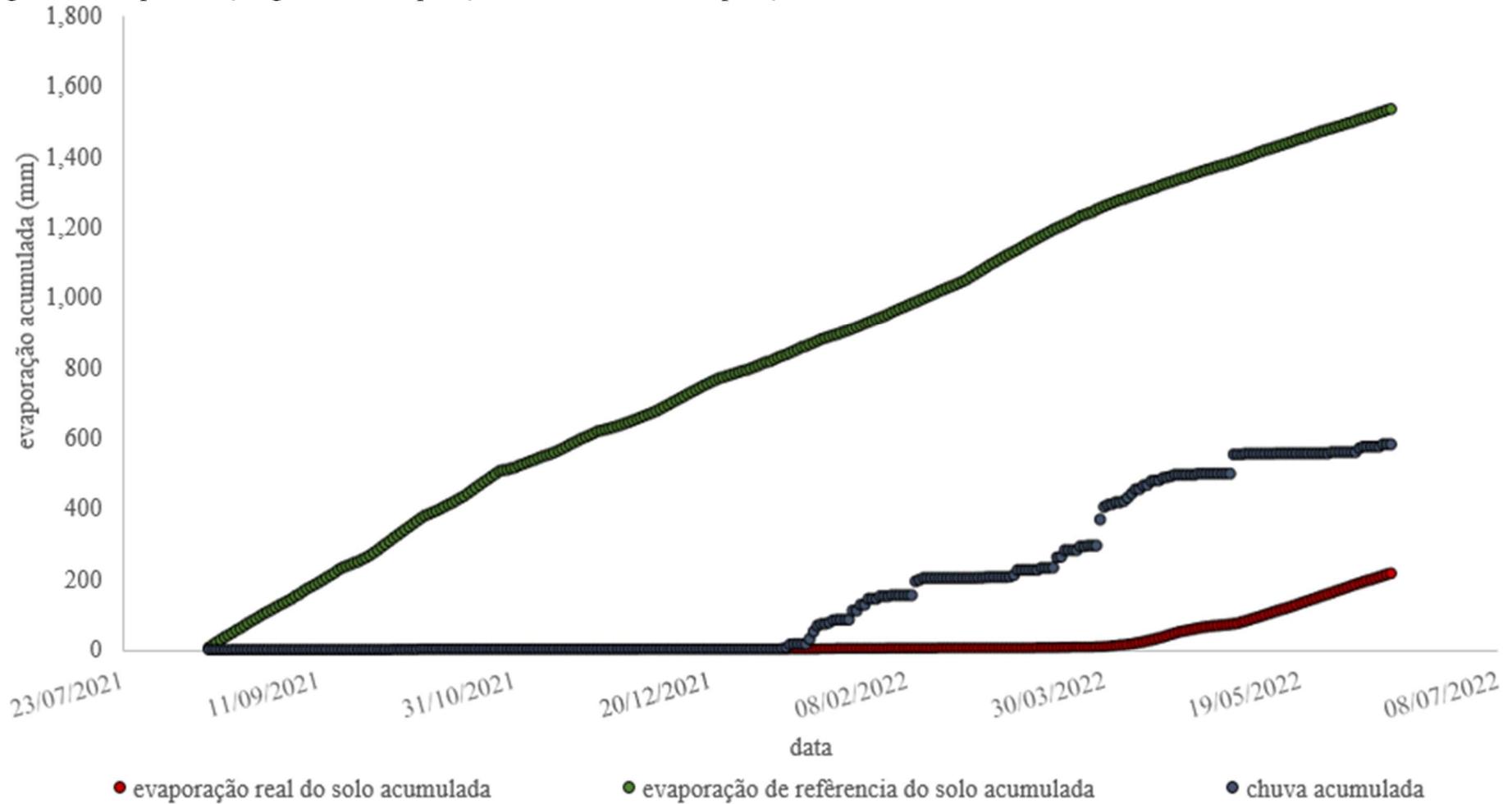
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 14 – Curvas de permanência da evaporação da água do solo



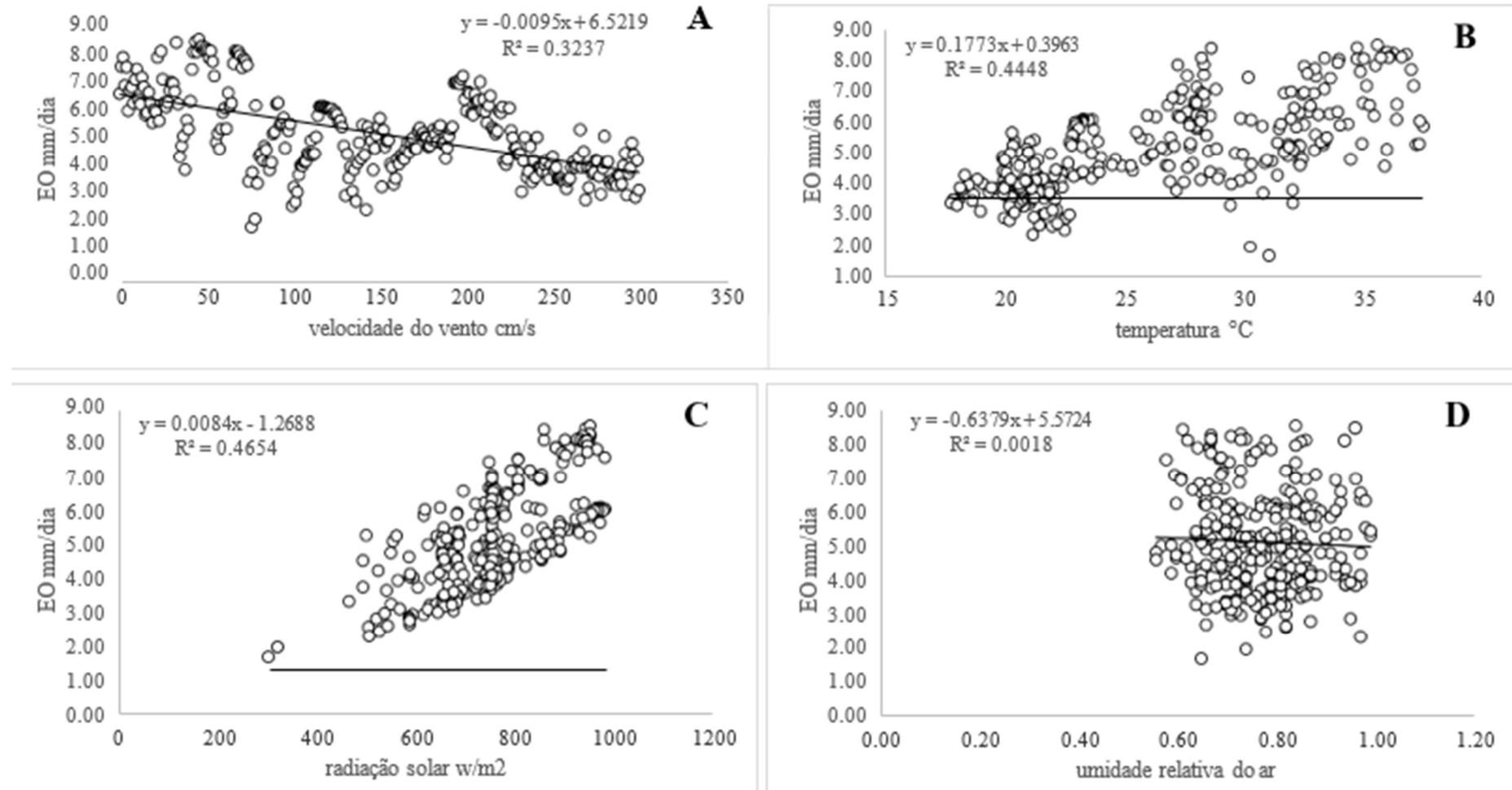
Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 15 – Representação gráfica da evaporação real do solo e da evaporação de referência acumulada com a chuva acumulada



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 16 – Correlação entre as variáveis e a evaporação potencial do solo



Fonte: Elaborado pelo autor.

5 CONCLUSÕES

Foi possível medir a evaporação da água do solo da bacia experimental de Aiuaba durante o período chuvoso e o período seco da região, por meio do microlisímetro de pesagem. A evaporação medida pelo ML no período seco foi quase nula, encontrou-se valores em torno de $0,7 \text{ mm.dia}^{-1}$. No período chuvoso registrou-se valores entre $1,7 \text{ mm.dia}^{-1}$ a $3,9 \text{ mm.dia}^{-1}$.

Foi possível comparar a evaporação medida no solo através dos microlisímetros de pesagens com a evaporação de referência calculada pela equação de Penman. A evaporação de referência manteve valores altos de evaporação tanto no período chuvoso como no período seco.

Foi possível comparar a evaporação do solo com o balanço de umidade do solo em duas profundidades distintas abaixo das superfícies do solo. Foi possível observar que a evaporação do solo depende essencialmente da variação da umidade do solo principalmente na zona das raízes.

REFERÊNCIAS

- AL-KHAFRAF, S.; WIERENGA, P. J.; WILLIAMS, B. L. Evaporative flux from irrigated cottons related to leaf area index, soil water and evaporative demand. **Agronomy Journal**, Madison, v. 70, p. 912-917, 1978.
- ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., M., RAES, SMITH, D. **Evapotranspiración del cultivo: guías para determinación de los requerimientos de agua de los cultivos**. Estudio FAO Riego y Drenaje n. 56. Roma: Organización de las Naciones Unidas Para la Agricultura y la Alimentación, 2006.
- ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., SMITH, M., RAES, D.; WRIGTH, J. L. FAO-56 dual crop coefficient procedure for predicting evaporation from soil and application extensions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, v. 131, p. 2-13, 2005.
- ALMEIDA, C. L.; CARVALHO, T. R. A.; de ARAÚJO, J. C. Leaf area index of Caatinga biome and its relationship with hydrological and spectral variables, **Agricultural and Forest Meteorology**. Vol. 279, 107705, 2019, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.107705>
- ANDRADE, J. G. de. **Perdas de água por evaporação de um solo cultivado com milho nos sistemas de plantio direto e convencional**. 2008. 92 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2008.
- ARAÚJO, M. A.; TORMENA, C. A.; SILVA, A. P. Propriedades físicas de um Latossolo vermelho distrófico cultivado e sob mata nativa. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 28, n. 2, p. 337-345, 2004.
- AYDIN, M.; YANG, S. L.; KURT, N.; YANO, T. Test of a simple model for estimating evaporation from bare soils in different environments. **Ecological Modelling**, v. 182, p. 91-105, 2005.
- BALWINDER-SINGH; EBERBACH, P. L.; HUMPHREYS, E.; KUKAL, S. S. The effect of rice straw mulch on evapotranspiration, transpiration and soil evaporation of irrigated wheat in Punjab, India. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 98, n. 12, p. 1847-1855, 2011.
- BEUTLER, A.N. et al. Retenção de água em dois tipos de latossolos sob diferentes usos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 26, p. 829-834, 2002.
- BERGAMASCHI, H.; GUADAGNIN, M.R. Modelos de ajuste para médias de temperatura do solo, em diferentes profundidades. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 1, n. 1, p. 95-99, 1993.
- BOND, J. J.; WILLIS, W. O. Soil water evaporation: first stage drying as influenced by surface residue and evaporation potential. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 34, p. 924-928, 1970.

BONSU, M. Soil water management implications during the constant rate and the falling rate stages of soil evaporation. **Agricultural Water Management**, v. 33, p. 87–97, 1997.

BRADY, N. C. **Natureza e propriedades dos solos**. 7. ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1989. 878p.

BRAGAGNOLO, L.; MIELNICZUK, J. Cobertura do solo por palha de trigo e seu relacionamento com a temperatura e umidade do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 14, p. 369 – 374, 1990.

BRASIL. **Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado do Rio Grande do Sul**. 1st. Recife, PE, Brasil, Ministério da Agricultura - Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (SNLCS), 1973. 431p.

CAMARGO, L. A. **Mineralogia da argila e atributos físicos de um argissolo em curvaturas de relevo**. 2009. 111 P. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Universidade Estadual Paulista. Jaboticabal, 2009.

CANTÓN, Y.; SOLÉ-BENET, A.; DOMINGO, F. Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain. **Journal of Hydrology**, n. 285, p. 199-214, 2004.

CHABAT, M. M. **Influência dos resíduos vegetais na superfície do solo na dinâmica da evaporação da água e temperatura do solo**. 2010. 92p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2010.

CHEN, S.Y. et al. Effects of straw mulching on soil temperature, evaporation and yield of winter wheat: field experiments on the North China Plain. **Annals of Applied Biology**, v.150, p.261-268, 2007.

CHRISTOFIDIS, D. **Água: gênese, gênero e sustentabilidade alimentar no Brasil**. Brasília-DF: UnB, 2006.

LEDUC, C., AMMAR, S. B., FAVREAU, G., BEJI, R., VIRRION, R., LACOMBE, G., ZOUARI, K. Impacts of hydrological changes in the Mediterranean zone: environmental modifications and rural development in the Merguellil catchment, central Tunisia / Un exemple d'évolution hydrologique en Méditerranée: impacts des modifications environnementales et du développement agricole dans le bassin-versant du Merguellil (Tunisie centrale) **Hydrological Sciences Journal**, 52(6), 1162–1178. <https://doi.org/10.1623/hysj.52.6.1162> . 2007

CUDENNEC, C.; LEDUC, C.; KOUTSOYIANNIS, D. Dryland hydrology in Mediterranean regions – a review **Hydrological Sciences Journal**, 52 (6) (2007), pp. 1077-1087, [10.1623/hysj.52.6.1077](https://doi.org/10.1623/hysj.52.6.1077)

DALMAGO, G. A. **Dinâmica da água no solo em cultivos de milho sob plantio direto e preparo convencional**. 2004. 245 p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2004.

DALMAGO, G. A. et al. Evaporação da água na superfície do solo em sistemas de

semeadura direta e convencional de milho. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 13, 2003, Santa Maria. **Anais...** Santa Maria: SBA/UFSM/UNIFRA, 2003, v.1, 2003. p. 295-296. 1 CD-ROM.

DALMAGO, G.A.; BERGAMASCHI, H.; KRÜGER, C.A.M.B.; BERGONCI, J. I.; COMIRAN, F.; HECKLER, B.M.M. Evaporação da água na superfície do solo em sistemas de plantio direto e convencional. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 45, n. 8, p. 780- 790, 2010.

DALMOLIN, R.S.D. et al **Principais solos do Planalto do Rio Grande do Sul: guia de excursão**. 2 ed. Santa Maria: Departamento de Solos, UFSM, 2006. 48p.

DECAGON DEVICES. **Operator's manual version 1.3** WP4 dewpointmeter. USA, Decagon devices, 2000. 70 p.

DERPESCH, R.; ROTH, C. H.; SIDIRAS, N.; KÖPKE, U. Controle da erosão no Paraná. In: Brasil: **Sistemas de cobertura de solo, plantio direto e preparo conservacionista do solo**. IAPAR- GTZ, 1991. 268 p.

DERPESCH, R.; SIDIRAS, N.; HEINZMANN, F. X. Manejo do solo com coberturas verdes de inverno. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 20, p. 761-773, 1985.

MARTÍNEZ-GRANADOS, D.; MAESTRE-VALERO, J. F.; CALATRAVA, J.; MARTÍNEZ-ALVAREZ, V. The economic impact of water evaporation losses from water reservoirs in the Segura Basin, SE Spain **Water Resources Management**, 25, pp. 3153-3175, 10.1007/s11269-011-9850-x. 2011

ELIAS, E. A. **Modelagem analítica do perfil de temperatura no solo**. 2004. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 2004.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solos**. 2. ed. rev. atual. Rio de Janeiro, 1997. 212 p.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro, 2006. 306 p.

EMBRAPA-EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Soja - CNPSO. **Exigências Climáticas para a Cultura da Soja**. Disponível em: www.cnpso.embrapa.br/retec2001/br/eclimaticas. Acesso em: 12 de jul. 2008.

EMERSON, W.W.; MCGARRY, D. Organic carbon and soil porosity. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v. 41, p. 107-118, 2003.

EPONDINA, A. E. **Avaliação da evaporação da água no solo através de células de cargas sob diferentes condições de sombreamento**. Trabalho de Conclusão de Curso – Curso de Agronomia, Universidade Federal do Ceará, p. 49. 2021.

FAGERIA, N.K. Maximização de eficiência de produção das culturas. In: FAGERIA, N.K.;

STONE, L.F.; SANTOS, A.B. dos (Ed.). **Comunicação para Transferência de Tecnologia**, Brasília: Embrapa Arroz e Feijão, 1999. 294 p.

FEDERAÇÃO BRASILEIRA DE PLANTIO DIRETO NA PALHA. **Evolução da Área de Plantio Direto no Brasil por Décadas (2002-2006)**. Disponível em: <http://www.febrapdp.org.br/port/plantiodireto.html>. Acesso em: 25 nov. 2010.

FIGUEIREDO, C. C.; RAMOS M. L. G.; TOSTES, R. Propriedades físicas da matéria orgânica de um latossolo vermelho sob sistemas de manejo e cerrado nativo. **Bioscience Journal**, v. 24, n. 3, p 24-30, 2008.

FIORIN, J. E., REINERT, D. J., ALBUQUERQUE, J. A. Armazenamento de água no solo e crescimento e produção do milho. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 21, p. 249-255, 1992.

FLERCHINGER, G. N., SAUERB, T. J., AIKENC, R. A. Effects of crop residue cover and architecture on heat and water transfer at the soil surface. **Geoderma**, v. 116, p. 217–233, 2003.

FORSYTHE, W. **Física de Suelos**. São José, Costa Rica: Instituto Interamericano de Ciências Agrícolas, 1972. 212 p.

FREITAS, P. S. L. MANTOVANI, E. C.; SEDIYAMA G. C.; COSTA, L. C. Influência da cobertura de resíduos de culturas nas fases da evaporação direta da água do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 10, n. 1, p. 104-111, 2006.

FREITAS, P. S. MANTOVANI, L.; E. C., SEDIYAMA, G. C.; COSTA, L. C. Efeito da cobertura de resíduo da cultura do milho na evaporação da água do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 8, n. 1, p. 85-91, 2004.

GAJRI, P. R.; ARORA, V. K; CHAUDHARY, M. R. Maize growth responses to deep tillage, straw mulching and farmyard manure in coarse textured soils of N.W. India. **Soil Use and Management**, n. 10, p. 15-20, 1994.

GARDNER, W.R. Dynamic aspects of soil water availability to plants. **Annual Review of Plant Physiology**. v.16, p.323-342, 1965.

GASPARIN, E.; RICIERI, R. P.; SILVA, S. L.; DALLACORT, R.; GNOATTO, E. Temperatura no perfil do solo utilizando duas densidades de cobertura e solo nu. **Acta Scientiarum. Agronomy**, v. 27, p. 107-115, 2005.

GEE, G.W. & BAUDER, J.W. Particle-size analysis. In: KLUTE, A. **Methods of soil analysis**. 2 ed., Madison: American Society of Agronomy, 1986.

GORDIYENKO, V. P.; KOSTOGRYZ, P. V. Patterns of moisture evaporation at variable bulk densities of the upper soil layer. **Soviet Soil Science**, New York, v. 22, n. 8, p. 111-122, 1990.

GUPTA, B.; SHAH, D. O.; MISHRA, B.; JOSHI, P. A.; GANDHI, V. G.; FOUGAT, R. S. Effect of topsoil wettability on water evaporation and plant growth. **Journal of Colloid and**

Interface Science, New York, v. 449, n. [sn], p. 506-513, 2015.

HILLEL, D. **Environmental soil physics**. London: Academic Press, 1998.

HILLEL, D. **Fundamentals of Soil Physics**. New York: Academic Press, 1980. 413 p.

HILLEL, D. **Soil and water: physical principles and processes**. 3rd ed., New York: Academic Press, 1973. 288 p.

IFTIKHAR, F.; ALI, S. Impact of different types of mulches on soil moisture. **Sarhad J. Agric.** V.20, p. 571-573, No.4, 2004.

JACKSON, R.D.; PINTER JR, P.J.; IDSO, S.B. Wheat spectral reflectance: interactions between crop configuration, sun elevation and azimuth angle. **APPLIED OPTICS**, Washington, v.18 p.3730-3731, 1979.

JENSEN, M.; BURMAN, R. D.; ALLEN, R. G. **Evapotranspiration and irrigation water requirements**. Manual of Practice No. 70, New York: ASCE, 1990, 360 p.

JOHN, L. **ONU quer mais eficiência na irrigação**. 2003. Disponível em: http://www.estadao.com.br/ext/ciencia/agua/negociacoesde2003_7.html. Acesso em: 07 jan. 2008.

JOHNSON, M. D. & LOWERY, B. Effect of three conservation tillage practices on soil temperature and thermal properties. **Soil Science Society of America Journal**, v. 49, p. 1547- 1552, 1985.

KIEHL, E.J. **Manual de edafologia**, relações solo-planta. São Paulo, Editora Ceres, 1979. 263p.

KNIES, A. E. **Temperatura e umidade de um solo franco arenoso cultivado com milho. 2010. 104p**. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2010.

LAL, R. Effect of constant and fluctuating soil temperature on the growth, development and nutrient uptake of maize seeding. **Plant Soil**, Amsterdam, v. 40, p. 589-606, 1974.

LASCANO, R. J.; BAUMHARDT, R. L. Effects of crop residue on soil and plant water evaporation in dryland cotton system. **Theoretical and Applied Climatology**, Vienna, v. 54, p. 69-84, 1996.

LASCANO, R. J.; VAN BAVEL, C. H. M.; HATFILED, J. L.; UPCHURCH, D. R. Energy and water balance of a sparse crop: simulated and measured soil crop evaporation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 51, p. 1113-1121, 1987.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. Piracicaba: P.L. Libardi, 497p. cap.7: Movimento da água no solo, 1995.

LIU, C.; ZHANG X.; ZHANG, Y. Determination of daily evaporation and evapotranspiration of winter wheat and maize by large-scale weighing lysimeter and micro-

lysimeter. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 111, p. 109–120, 2002.

MAIA, C. E., MORAIS, E. R. C. de, MEDEIROS, J. F. de. Capacidade de campo, ponto de murcha permanente e água disponível para as plantas em função de doses de vermicomposto. **Caatinga**, Mossoró, v. 18, n. 3, p. 195-199, jul./set. 2005. Disponível em: <http://www.ufersa.edu.br/caatinga/artigos/Vol18n3a05art10.pdf>. Acesso em: 18 jan. 2008.

MAROTE, C. G. B.; VIDOR, C.; MENDES, N. G. Alterações na temperatura do solo pela cobertura morta e irrigação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 4, p. 81-84, 1990.

MASON, B. **Princípios de geoquímica**: Editora da USP, São Paulo, 1971.

MEDEIROS, J. D.; CLARKE, J. A. G. Variabilidade espacial do conteúdo de água no solo numa pequena bacia rural: Análise geoestatística. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n. 1, p. 43-52, 2007.

MELO, G.W; MEURER, E.J; PINTO L.F.S. Fontes de potássio em solos distroféricos caulíníticos originados de basalto no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 28:597-603, 2004.

MICHELON, C.R. **Balanco químico em seis conjuntos solo-saprolito do Rio Grande do Sul**. 2006. 68 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2006.

MICHELON, C.J. **Pedofunções para retenção de água de solos do Rio Grande do Sul irrigados por aspersão**. 2010. 109 p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2010.

MIRANDA, F. R. de; OLIVEIRA, F. N. S.; ROSA, M. de F.; LIMA, R. N. Efeito da cobertura morta com a fibra da casca de coco sobre a temperatura do solo. **Revista Ciência Agrônômica**, v. 35, p. 335-339, 2004.

MOITRA, R.; GHOSH, D.; SARKAR, S. Water use pattern and productivity of rainfed yellow Sarson (*Brassica rapa* L. var. glauca) in relation to tillage and mulching. **Soil & Tillage Research**, v. 38, p. 153-160, 1996.

MOREIRA, J. A. A.; STONE, L. F. Sistema radicular do feijoeiro afetado pelo preparo do solo e pela lâmina de irrigação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 25, 1995, Viçosa. **Resumos...** Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1995. v. 3, p. 1746-1748, 1995.

MORENO, J.A. **Clima do Rio Grande do Sul. Secção de Geografia. Secretaria da Agricultura**. Porto Alegre, 1961. 42p.

MOTA, F. S. **Meteorologia agrícola**. 6. ed. São Paulo: Nobel, 1983.

OLIVEIRA, M. L. et al. Flutuações de temperatura e umidade do solo em resposta à cobertura vegetal. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 9, n. 4, p. 535-539, 2005.

OLIVEIRA, Z.B. **Perdas de água e variações na temperatura de um Argissolo Vermelho em função de diferentes quantidades de resíduos vegetais na superfície e espaçamentos entre linhas do feijoeiro**. 2011. 120p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria. Santa Maria, RS, 2011.

PAN, Y. X.; WANG, X. P.; JIA, R. L.; CHEN, Y. W.; HE, M. Z. Spatial variability of surface soil moisture content in a re-vegetated desert area in Shapotou, Northern China. **Journal of Arid Environments**, v. 72, p. 1975-1683, 2008.

PEREIRA, L.S., **Necessidades de Água e Métodos de Rega**. Publ. Europa- América, Lisboa, 313 pp. 2004

PEREIRA, L. S. Necessidades de água em regadio. In: TALLER E MINICURSO SOBRE TÉCNICAS DE RIEGO Y FERTIRRIEGO. **Herramientas Computacionales para Diseño y Manejo**, Cuenca, Ecuador: CYTED y Universidad de Cuenca, 24-27 de julho de 2007.

PETRY, M.T. **Interação solo-planta e disponibilidade de água no solo às plantas de sorgo e soja**. 2000. 127 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2000.

PEZZOPANE, J. E. M.; CUNHA, G. M.; ARNSHOLZ, E.; COSTALONGA, M. Temperatura do solo em função da cobertura morta por palha de café. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 4, n. 2, p. 7-10, 1996.

PHILLIPS, R. E. Soil moisture. In PHILLIPS, R. E; PHILIPS, S. H. **No-Tillage Agriculture: principles and practices**. New York: Van Nostrand Reinhold Company, p. 67-86. 1984.

PREVEDELLO, C. L. **Física do solo com problemas resolvidos**. Curitiba: Salesward-Discovery, 1996. 446 p.

RAWLS, W. J., PACHEPSKY, Y. A. Soil consistence and structure as predictors of water retention. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 66, n. 4. p. 1115- 1126, 2002.

REICHARDT, K. A água em sistemas agrícolas. São Paulo: Manole, 1990.

REICHARDT, K. **Estudo do processo da evaporação da água do solo**. Piracicaba: ESALQ/USP, 1968, 95p.

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

REINERT, D. J.; REICHERT, J. M.; SILVA, V. R. Propriedades físicas de solos em sistema de plantio direto irrigado. In: CARLESSO, R.; PETRY, M. T.; ROSA, G. M.; CERETTA, C. A. **IRRIGAÇÃO POR ASPERSÃO NO RIO GRANDE DO SUL**. **Anais...** Santa Maria, RS: UFSM, 2001, 165p.

RITCHIE, J. T. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. **Water Resources Research**, Washington, v. 8, n. 5, p. 1204-1213, 1972.

RITCHIE, J. T.; JONHSON, B. S. Soil and plant factors affecting evaporation. In: Stewart, B. H.; Nielson, D. R. (Ed.) **Irrigation of Agricultural Crops**. Madison: Agronomy Society of Americana, p.363-390, 1990.

RIQUELME, U.F.B. **Propriedades físicas e hídricas do solo em sistemas de manejo do feijoeiro**. 2004. 79 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2004.

ROJAS, A. L. C.; VAN LIER, Q. J. Alterações físicas e hídricas de um podzólico em função de sistemas de preparo. **Pesquisa Agropecuária Gaúcha**, Porto Alegre, v. 5, n. 1, p. 105-115, 1999.

SALADO-NAVARRO, L. R.; SINCLAIR, T. R.; MORANDINI, M. Estimation of soil evaporation during fallow seasons to assess water balances for no-tillage crop rotations. **Journal of Agronomy & Crop Science**, v. 199, n. 1, p. 57-65, 2013.

SALDANHA, G. S. **Evaporação de água do solo na fase inicial de desenvolvimento das culturas do milho e soja**. 2009. 93p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2009.

SAMPAIO, E. **Mineralogia do Solo**. Departamento de Geociências. Universidade de Évora. Évora. Portugal. 22p. 2006.

SANTOS, R. F. **Comportamento morfofisiológico de plantas submetidas a déficit hídrico em solos de diferentes texturas**. 1997. 90 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 1997.

SANTOS, T. E. M. **Dinâmica espacial e temporal da umidade do solo em bacia experimental do semiárido pernambucano**. 2010. 68 p. Tese (Doutorado em Agronomia, Ciência do Solo) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2010.

SANTOS, G.O; HERNANDEZ, F.B.T.; ROSSETTI, J.C. Balanço hídrico como ferramenta ao planejamento agropecuário para a região de Marinópolis, noroeste do estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada** v.4, nº. 3, p.142–149, 2010.

SARKAR, S., SINGH, S. R. Interactive effect of tillage depth and mulch on soil temperature, productivity and water use pattern of rainfed barley (*Hordeum vulgare*L.). **Soil & Tillage Research**, v. 92 p.79–86, 2007.

SAUER, T. J.; HATFIELD, J. L.; PRUEGER, J. H. Corn residue age and placement effects on evaporation and soil thermal regime. **Soil Science Society of America Journal**, v. 60, p. 1558 1564, 1996.

SCOPEL, E. et al. Impactos do sistema de plantio direto com cobertura vegetal (SPDCV) sobre a dinâmica da água, do nitrogênio mineral e do carbono do solo do cerrado brasileiro. **Cadernos de Ciência & Tecnologia**, Brasília, v. 22, n. 1, p. 169-183, 2005.

SELLERS, W. D. **Physical climatology**. Chicago: University of Chicago, 1965. 272 p.

SIDIRAS, N.; DERPSCH, R.; MONDARDO, A. Influência de diferentes sistemas de preparo do solo na variação da umidade e rendimento da soja, em Latossolo Roxo distrófico (Oxisol). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.7, n.1, p.103-106, 1983.

SIDIRAS, N., PAVAN, M. A. Influência do sistema de manejo na temperatura do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 10, n. 3, p. 181-184, 1986.

SILVA, E. M. da; LIMA, J. E. F. W.; AZEVEDO, J. A.; RODRIGUES, L. N. Valores de tensão na determinação da curva de retenção de água de solos do Cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 41, n. 2, p. 323-330, fev. 2006.

SILVA, A. P. da; NADLER, A.; KAY, B. D. Factors contributing to temporal stability in spatial patterns of water content in the tillage zone. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 58, n. 3- 4, p. 207-218, 2001.

MASSUEL, S.; PERRIN, J.; MASCRE, C.; MOHAMED, W.; BOISSON, A.; AHMED, S. Managed aquifer recharge in South India: what to expect from small percolation tanks in hard rock? **Journal of Hydrology** (2014), 10.1016/j.jhydrol.2014.02.062

STEINER, J. L. Tillage and surface residue effects on evaporation from soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 53, n. 3, p. 911-916, 1989.

STONE, L. F.; MOREIRA, J. A. A. Efeitos de sistemas de preparo do solo no uso da água e na produtividade do feijoeiro. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 35, n. 4, p. 835-841, 2000.

STRECK, E.V.; KAMPF, N.; DALMOLIN, R.S.D.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P. C.; SCHNEIDER, P. **Solos do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, EMATER / UFRGS, 2002.

STRECK, N. A.; SCHNEIDER, F. M.; BURIOL, G. A. Modificações físicas causadas pelo mülching. **Revista Brasileira Agrometeorologia**, v. 2, p. 131-142, 1994.

TAIZ, L.; ZEIGER, E. **Fisiologia Vegetal**. 3. ed. Porto Alegre, RS: Artmet, 2004.

TANNER, C.B.; JURY, W.A. Estimating evaporation and transpiration from a row crop during incomplete cover. **Agronomy Journal**, Madison, v. 68, p. 239-243, 1976.

TENG, J.; YASUFUKU, N.; LIU, Q.; LIU, S. Experimental evaluation and parameterization of evaporation from soil surface. **Natural Hazards**, Dordrecht, v. 73, n.3, p. 1405-1418, 2014.

TESFUHUNEY, W. A.; RENSBURG, L. D. V.; WALKER, S.; ALLEMANN, J. Quantifying and prediction soil water evaporation as influenced by runoff strip lengths and mulch cover. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 152, n. [sn], p. 7-16, 2015.

TRAN, D. T. Q.; FREDLUND, D. G.; CHAN, D. H. Improvements to the calculation of actual evaporation from bare soil surfaces. **Canadian Geotechnical Journal**, Ottawa, v. 53, n. 1, p. 118- 133, 2016.

VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic

conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, p. 892-898, 1980.

VAN WIJK, W. R., LARSON, W. E., BURROWS, W. C. Soil temperature and early growth of corn from mulched and unmulched soil. **Soil Science Society of America Proceedings**, Houston, v. 23, n. 6, p. 428-434, 1959.

VARADAN, K. M., RAO, A. S. Effect of mulch on soil temperature in humid tropical latosols under coconut (*Cocos nucifera* Linn.) and banana (*Musa paradisiaca*). **Agricultural Meteorology**, Amsterdam, v. 28, n. 4, p. 375-386, 1983.

VIEIRA, S. R.; NASCIMENTO, P. C.; SARVASI, F. O. C. & MOURA, E. G. Umidade e temperatura da camada superficial do solo em função da cobertura morta por resteva de soja em plantio direto. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 15, p. 219-224, 1991.

WAGNER-RIDDLE, C., THURTELL, G. W., KING, K. M., KIDD, G. E.; BEAUCHAMP, E. G. Nitrous oxide and carbon dioxide fluxes from a bare soil using a micrometeorological approach. **Journal of Environmental Quality**, n. 25, p. 898-907, 1996.

WARD, P. R.; WHISSON, K.; MICIN, S. F.; ZEELENBERG, D.; MILROY, S. P. The impact of wheat stubble on evaporation from a sandy soil. **Crop & Pasture Science**, Wembley, v. 60, n. 8, p. 730-737, 2009.

WEI, Z.; PAREDES, P.; LIU, Y.; CHI, W. W.; PEREIRA, L. S. Modelling transpiration, soil evaporation and yield prediction of soybean in North China Plain. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 147, n. [sn], p. 43-53, 2015.

ZHAI, R., KACHANOSKI, R. G., VORONEY, R. P. Tillage effects on the spatial and temporal variation of soil water. **Soil Science Society of America Journal**, v. 54, p. 186-192, 1990.

ZRIBI, W.; ARAGÜÉS, R.; MEDINA, E.; FACI, J. M. Efficiency of inorganic and organic mulching material for soil evaporation control. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 148, n. [sn], p. 40-45, 2015.

APÊNDICE A – REGISTROS DO PROCESSO DE INSTALAÇÃO E CALIBRAÇÃO DO MICROLISÍMETRO DE PESAGEM

Figura 17 – Coleta das amostras de solo utilizada para a calibração dos sensores de umidade solona BEA



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 18 – Registro dos pesos das amostras de solo após saturação das mesmas nas dependências do laboratório de hidráulica da UFC



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 19 – Calibração dos sensores de umidade do solo nas dependências do Laboratório de Hidráulica do Campus do Pici da UFC em Fortaleza, CE.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 20 – Teste de verificação do bom funcionamento dos sensores de umidade do solo nos microlisímetros de pesagem na estação meteorológica da UFC



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 21 – Instalação dos sensores de umidade do solo no solo da BEA e nos microlisímetros de pesagem.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 22 – Imagens da coleta de solo indeformado na Bacia Experimental de Aiuaba no tubo PVC que compõe o microlisímetro de pesagem.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 23 – Calibração dos microlisímetros de pesagem nas dependências do Laboratório de Hidráulica do Campus do Pici da UFC em Fortaleza, CE.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 24 – Teste de medição da depleção da água nas amostras de solo dos microlisímetros de pesagem na Estação Meteorológica do Campus do Pici da UFC em Fortaleza, CE.



Fonte: Elaborado pelo autor.