



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ**  
**CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS**  
**DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA**  
**CURSO DE AGRONOMIA**

**ALOYS EDILON EPONDINA**

**AVALIAÇÃO DA EVAPORAÇÃO DA ÁGUA NO SOLO SOB DIFERENTES**  
**CONDIÇÕES DE SOMBREAMENTO**

**FORTALEZA**

**2021**

ALOYS EDILON EPONDINA

AVALIAÇÃO DA EVAPORAÇÃO DA ÁGUA NO SOLO SOB DIFERENTES  
CONDIÇÕES DE SOMBREAMENTO

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado ao curso de Agronomia  
do Centro de Ciências Agrárias da  
Universidade Federal do Ceará -  
UFC, como requisito parcial à  
obtenção do título de Engenheiro  
Agrônomo.

Orientador: Prof. Dr. Carlos  
Alexandre Gomes Costa.  
Coorientadora: Prof.<sup>a</sup> MSc.<sup>a</sup> Juliana  
Alcântara Costa.

FORTALEZA

2021

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

---

E1a Epondina, Aloys Edilon.  
Avaliação da evaporação da água no solo sob diferentes condições de sombreamento / Aloys Edilon  
Epondina. – 2021.  
47 f. : il. color.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências  
Agrárias, Curso de Agronomia, Fortaleza, 2021.

Orientação: Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa.  
Coorientação: Profa. Ma. Juliana Alcântara Costa.

1. Lisimetria. 2. Conteúdo de água no solo. 3. Instrumentação agrícola. 4. Hidrologia. I. Título.

CDD 630

---

ALOYS EDILON EPONDINA

AVALIAÇÃO DA EVAPORAÇÃO DA ÁGUA NO SOLO SOB DIFERENTES  
CONDIÇÕES DE SOMBREAMENTO

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado ao curso de Agronomia  
do Centro de Ciências Agrárias da  
Universidade Federal do Ceará -  
UFC, como requisito parcial à  
obtenção do título de Engenheiro  
Agrônomo.

Orientador: Prof. Dr. Carlos  
Alexandre Gomes Costa.

Coorientadora: Prof.<sup>a</sup> MSc.<sup>a</sup> Juliana  
Alcântara Costa.

Aprovado em: 31/03/2021.

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa (Orientador)

Universidade Federal do Ceará – UFC

---

Prof.<sup>a</sup> MSc.<sup>a</sup> Juliana Alcântara Costa (Coorientadora)

Universidade Federal do Ceará - UFC

---

Prof. Dr. Lucas Melo Vellame (Avaliador)

Universidade Federal do Recôncavo da Bahia - UFRB

---

Prof. Dr. José Vidal de Figueiredo (Avaliador)

Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará – IFCE - Juazeiro do Norte

## **AGRADECIMENTOS**

À Universidade Federal do Ceará e ao Centro de Ciências Agrárias, por me proporcionarem um ensino público de qualidade durante toda a minha graduação.

Aos meus pais, por sempre me apoiarem ao longo da minha trajetória.

Ao meu orientador, Prof. Dr Carlos Alexandre Gomes Costa, pelos ensinamentos técnicos e por ser uma fonte de inspiração como profissional.

A minha coorientadora, Juliana Alcântara Costa, que foi muito presente na execução deste trabalho e crucial para a sua conclusão.

Aos membros da banca, Prof. José Vidal de Figueiredo e Prof. Lucas Melo Vellame, por suas valiosas contribuições.

A minha namorada, Ingrid da Costa Lira, que facilitou a caminhada até aqui e tornou os meus dias mais tranquilos.

## RESUMO

A perda de água por evaporação em bacias hidrográficas nas regiões semiáridas é sempre importante e necessita de quantificação. Portanto, se faz necessário o desenvolvimento de novas tecnologias de baixo custo e de fácil manuseio para monitorar esse fenômeno. O uso de microlisímetros de pesagem é uma das tecnologias que vêm sendo usadas para o monitoramento da perda de água no solo. Objetiva-se, dessa forma, avaliar a depleção de água em um solo latossolo típico do semiárido utilizando microlisímetros (ML). Para análise da depleção da água no solo foram utilizadas duas amostras indeformadas de solo luvisolo típico provenientes da Bacia Experimental de Aiuaba postas sob plataformas de pesagem conectadas a sistemas dataloggers. Foram utilizados dois microlisímetros com 200 mm de diâmetro e 400 mm de comprimento. As amostras foram saturadas, submetidas ao secamento em condição de sombreamento, em casa de vegetação, e a pleno sol. Dados de evaporação em dias chuvosos devem ser desconsiderados, posto que o volume de chuva aportado pelo ML nestes dias não é evaporado completamente no mesmo dia, segue sendo perdido nos dias seguintes, e isso é um fator não considerado pela equação diária de evaporação. A perda de água por drenagem nos ML não foi quantificada. A taxa de depleção de água no solo latossolo típico não apresenta comportamento diferente quando submetido a pleno sol e a sombreamento.

**PALAVRAS-CHAVE:** Lisimetria; Conteúdo de Água no Solo; Hidrologia; Instrumentação Agrícola.

## **ABSTRACT**

The loss of water by evaporation in hydrographic basins in semi-arid regions is always important and needs to be quantified. Therefore, it is necessary to develop new low-cost and easy to handle technologies to monitor this phenomenon. The use of weighing microlysimeters is one of the technologies that has been used to monitor the loss of water in the soil. In this way, the objective is to evaluate water depletion in a typical luvisolic soil in the semiarid region using micro-lysimeters (ML). For analysis of water depletion in the soil, two undisturbed samples of typical luvisol soil from the Aiuaba Experimental Basin were used under weighing platforms connected to data logger systems. Two micro-lysimeters with 200 mm in diameter and 400 mm in length were used. The samples were saturated, subjected to drying in a shaded condition, in a greenhouse, and in full sun. Evaporation data on rainy days should be disregarded, since the volume of rain provided by the ML on these days is not completely evaporated on the same day, it continues to be lost on the following days, and this is a factor not considered by the daily evaporation equation. The loss of water due to drainage in the ML has not been quantified. The rate of water depletion in typical luvisolic soil does not show different behavior when subjected to full sun and shading.

**KEYWORDS:** Soil conservation; Lisimetry; soil water content.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Curvas generalizadas dos coeficientes de cultura..	19
Figura 2 - Localização da BEA em relação a ESEC, a Bacia do Alto Jaguaribe e ao estado do Ceará.	27
Figura 3 - Mapa de solos, localização dos equipamentos de monitoramento hidrológico, unidades amostrais da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA).	27
Figura 4 - Curva de calibração para o microlisímetro (a) localizado a pleno sol e (b) em casa de vegetação..	31
Figura 5 - Desvios padrão das médias de peso.	33
Figura 6 - Curva de calibração dos sensores de umidade do solo.	34
Figura 7 - Curva geral de calibração com a média dos sensores de umidade do solo.	35
Figura 8 - Desvios padrão das médias dos valores da umidade do solo.	35
Figura 9 - Volume de água no ML posto dentro da casa de vegetação.	36
Figura 10 - Precipitação, massa de solo e água e evaporação diária nos micro-lisímetros em casa de vegetação e a pleno sol.	38
Figura 11 - Curva de permanência da umidade do solo nos microlisímetros de pesagem submetidos à casa de vegetação com sombrite de 75% e a pleno solo.	39
Figura 12 - Correlação entre a evaporação medida pelos microlisímetros de pesagem e as variáveis meteorológicas.	40
Figura 13 - Correlação entre a evaporação medida pelos microlisímetros de pesagem e as variáveis meteorológicas.	41
Figura 14 – Gráfico a) apresenta a evolução da evaporação nos microlisímetros de pesagem ao longo do período do experimento, e o gráfico b) apresenta a evolução da ETo ao longo do período do experimento.	42
Figura 15 - Variação da umidade das amostras de solo dos microlisímetros.	43



## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 1 - Os coeficientes de correlação.....	38
---	----

## SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO .....	10
2 REVISÃO DE LITERATURA .....	10
2.1 Balanço hídrico no semiárido do Nordeste.....	10
2.2 Evapotranspiração .....	16
2.3 Métodos de medida e estimativa da evapotranspiração.....	20
2.4 Lisímetro e microlisímetro de pesagem .....	24
2.4.1 Lisimetria.....	24
2.4.2 Microlisímetro de pesagem .....	25
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	26
3.1 Área de estudo .....	26
3.2 Evaporação da água no solo sob condições controladas em casa de vegetação.....	28
3.3 Obtenção da umidade do solo nos microlisímetros e distribuição temporal da depleção da água no solo.....	29
3.4 Cálculo da evapotranspiração potencial e da evaporação .....	29
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	31
5. CONCLUSÕES.....	44
REFERÊNCIAS .....	45

## 1 INTRODUÇÃO

A água é derivada para atmosfera pelos fenômenos de transpiração, pelas plantas e através da evaporação do solo. A fim de simplificar o balanço de água no sistema solo-planta-atmosfera foi proposto que esses fenômenos fossem analisados em conjunto, sendo introduzido o termo evapotranspiração por Thornthwaite & Wilm (1944).

Entretanto, considerar a evapotranspiração como um único fenômeno, muitas vezes, ao invés de simplificar, dificulta a análise, a comparação e a utilização dos resultados. Como exemplos temos os cultivos de arbóreas espaçadas, a irrigação localizada, e em algumas condições naturais como a caatinga, em que boa parte do ano não existe área foliar.

Tanto assim que a FAO 56 (Allen et al. 1998) propõe o uso da evapotranspiração de referência e de dois coeficientes de cultivo, um para o solo e outro para a planta. A fim de corrigir o mesmo problema no âmbito da irrigação localizada são propostos outros coeficientes para ajustar a redução da área molhada (Keller). Allen & Pereira 2009 propuseram ainda outros coeficientes a serem aplicados para estimar o coeficiente de cultura em função da altura das plantas e da área de cobertura.

A determinação da evaporação nem sempre é uma tarefa fácil e direta. O uso de lisímetro possibilita a obtenção de variações de armazenamento de água no solo com boa precisão. Para se obter resultados satisfatórios com boa precisão o equipamento deve ser bem projetado, calibrado e monitorado.

Dada a importância das pesquisas sobre a depleção da água em microbacias, o estudo foi realizado visando comprovar a seguinte hipótese: a taxa de depleção de água no solo latossolo típico apresenta comportamento diferente quando submetido a pleno sol e a sombreamento.

Os objetivos gerais neste estudo foram avaliar a evaporação e a depleção de água em solo latossolo típico com uso de microlisímetros e sensores de umidade do solo. Os objetivos específicos foram: a) monitorar a umidade do solo nos microlisímetros de pesagem sob casa de vegetação e a pleno sol; b) calcular a evaporação dos microlisímetros de pesagem e a evapotranspiração potencial; c) correlacionar as variáveis meteorológicas e umidade do solo à evaporação.

## **2 REVISÃO DE LITERATURA**

### **2.1 Balanço hídrico no semiárido do Nordeste**

O balanço hídrico é a quantidade de água contabilizada que entra e sai de um sistema solo-atmosfera. Considera-se o balanço hídrico do solo como um método para estudo da absorção de água pelas culturas agrícolas (MORAES, 2021).

Hoje, a demanda hídrica torna-se maior e por isso é necessário conhecer o ciclo da água de uma localidade ou região, obtendo conhecimentos de variáveis como evapotranspiração e precipitação (MORAES, 2021). Sendo assim, é possível saber se determinada região pode apresentar deficiência ou excedente de água durante o ano comparando-se estes dois elementos do balanço hídrico (MORAES, 2021). Com o balanço hídrico climatológico (BHC) quantifica-se a disponibilidade de água de uma região e o quanto essa disponibilidade pode ser afetada pelo tipo de cobertura vegetal da mesma (MORAES, 2021).

Associado a isso, as chuvas irregulares (pouco frequentes), os períodos de estiagem, o clima e as mudanças de uso da terra, adicionam mais complexidade na hidrologia das regiões semiáridas (MORAES, 2021). A compreensão de tendências sazonais e dos períodos de flutuação dos fatores hidrológicos é primordial somados a precipitação, o escoamento superficial e a evapotranspiração (MORAES, 2021).

O balanço hídrico aborda todos os processos de retenção e condução de água no sistema solo-planta-atmosfera e é um dos principais métodos para determinação da evapotranspiração (MORAES, 2021). A evapotranspiração (ET) depende bastante da disponibilidade de água e energia e também das características do local, sendo uma das principais formas de transferência de água no sistema solo-planta-atmosfera e em pastagens áridas e semiáridas, podendo ser responsável por mais de 90% do consumo da precipitação (MORAES, 2021).

O Nordeste do Brasil é composto por uma área que equivale a 1,5 milhão de km<sup>2</sup> e é a região considerada a menos desenvolvida do país em termo de acessibilidade no que diz respeito aos recursos hídricos. A área semiárida do nordeste brasileiro é a que mais apresenta problemas socioeconômicos, e se estende por aproximadamente um milhão de km<sup>2</sup> (ANTONINO; UFPE; SAMPAIO; UFPE *et al.*, 2000)(ANTONINO; UFPE; SAMPAIO; UFPE *et al.*, 2000). Os mesmo autores afirmam que: a agricultura de subsistência (geralmente

milho e feijão) é a atividade econômica mais importante nesta região e a disponibilidade de água é o principal obstáculo para a produção agrícola. Porém, eles destacam o fato que esta área inclui uma grande variedade de sistemas agrícolas resultantes de diferentes solos, topografias e padrões de chuva (ANTONINO; UFPE; SAMPAIO; UFPE *et al.*, 2000).

Os mesmo autores deixam bem claro que no semiárido nordestino, a água é de fato o fator mais limitante à obtenção de elevadas produtividades agrícolas de forma regular, e ao longo dos anos; entretanto, eles ressaltam que esta região é caracterizado pela extrema variabilidade das condições climáticas (ANTONINO; UFPE; SAMPAIO; UFPE *et al.*, 2000) fazendo com que, em alguns anos, o suprimento de água às plantas seja suficiente para atingirem altas produtividades, enquanto em outros anos pode levar à perda total das colheitas (ANTONINO; UFPE; SAMPAIO; UFPE *et al.*, 2000).

Ainda na mesma perspectiva para compreender a questão do balanço hídrico no Nordeste brasileiro MARTINS (2011) traz uma outra abordagem do tema. Ele foca mais na questão da origem dos recursos hídricos no Nordeste. Segundo ele, as águas superficiais da região, em oposição àquelas provenientes de aquíferos profundos, são provenientes de chuvas que caem em bacias hidrográficas totalmente contidas no próprio território. Ele continua, afirmando que o regime de chuvas é concentrado em quatro meses durante o ano, com picos em novembro-dezembro na porção sul, março-abril na porção norte e junho-julho na parte leste do terreno. Além desses, precipitações que ocorrem na bacia hidrográfica do rio São Francisco em Minas Gerais também contribuem para o total de águas pluviais disponíveis no Nordeste (MARTINS, 2011).

Segundo Martins, os movimentos atmosféricos são responsáveis por determinar a ocorrência de chuva na região. Dentre os fatores globais que mais diretamente controlam a circulação atmosférica sobre o Nordeste estão as temperaturas da superfície do mar sobre os oceanos Atlântico Tropical e Pacífico Equatorial. Ele mostra também que a ocorrência da grande variabilidade interanual dos totais pluviométricos sobre o Nordeste e dos quais resulta a alternância de anos de seca e de cheias é em função da combinação das condições dos oceanos Atlântico e Pacífico (MARTINS, 2011).

O mesmo autor explica que dos totais pluviométricos sobre a região, parte é evapotranspirada ou infiltrada nas camadas subsuperficiais do solo, sendo o excedente escoado através de cursos d'água de vazão natural intermitente ao longo do ano. Ele também mostra que a média do balanço anual entre precipitação e evaporação para a Região Nordeste, indica que os totais pluviométricos aproximadamente igualam a evaporação sobre toda a porção semiárida

do Nordeste, desde o norte de Minas Gerais até o Ceará e o Rio Grande do Norte (MARTINS, 2011).

Esta afirmação ajuda a entender a ocorrência do déficit hídrico nesta região. Mas ele também deixa bem claro que tem parte desta região onde os totais pluviométricos anuais superam a evaporação. Porém isso somente ocorre sobre uma estreita faixa ao longo do litoral da Bahia ao Rio Grande do Norte, no litoral do Ceará e na parte oeste da Bahia e Piauí e em todo o estado do Maranhão. Sobretudo, ele reconhece que a evaporação supera a precipitação sobre o Oceano Atlântico. Tal balanço pode ser mais bem compreendido por meio da inspeção da evolução climatológica da precipitação e evaporação diárias (MARTINS, 2011).

O mesmo autor continua enfatizando que a combinação de elevadas taxas de evapotranspiração, solos rasos com pouca capacidade de armazenagem de água em aquíferos e o caráter concentrado das precipitações anuais leva à condição de clima semiárido e bioma caatinga da Região Nordeste do Brasil. Desta forma, o déficit hídrico estacional durante parte do ano e excedente hídrico durante o período chuvoso sobre cada parte do Nordeste são característicos do clima semiárido (MARTINS, 2011).

Para mais justificativas, o autor traz dados que explicam melhor a ocorrência de déficit hídrico na região. Ele afirma que o Nordeste se posiciona numa área de transição entre os elevados totais anuais de precipitação da Região Amazônica, que ultrapassam a marca dos 3000 mm/ano, e a região central do Atlântico Sul, com totais anuais de precipitação sob o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul inferiores a 300 mm/ano. Assim, a Região Nordeste recebe totais pluviométricos anuais entre 600 mm/ano na sua parte central a 1800+ mm/ano na porção amazônica do Maranhão, com totais entre 1200 a 1500 mm/ano na região do litoral. Tais totais pluviométricos anuais são gerados por sistemas atmosféricos atuantes na região e modulados pelas Temperaturas da Superfície do Mar (TSM), tanto sobre o Oceano Atlântico Tropical quanto sobre o Pacífico Equatorial (MARTINS, 2011).

Aqui, o autor detalha com mais informações técnicas relevantes para se entender melhor o balanço hídrico na região. Ele explica que com a distribuição anual de totais pluviométricos concentrados em quatro meses do ano, o regime de chuvas sobre a Região Nordeste é dividido em três tipos. As precipitações sobre a porção sul do Nordeste, englobando os estados da Bahia, norte de Minas Gerais e sul do Maranhão e Piauí, apresenta o quadrimestre mais chuvoso de novembro a fevereiro, com os máximos pluviométricos entre dezembro e janeiro.

Os principais mecanismos atmosféricos causadores das chuvas sobre a porção sul do Nordeste são frentes frias provenientes de altas latitudes do Hemisfério Sul e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), (MARTINS, 2011).

Portanto, ele deixa claro que a porção norte do Nordeste, compreendida pelos estados do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte, o oeste da Paraíba, Pernambuco e Alagoas, e o norte-nordeste da Bahia, tem regime pluviométrico anual centrado no período de janeiro a abril. O principal mecanismo causador de chuvas sobre o norte do Nordeste é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a qual é fortemente modulada pelos campos de TSM sobre o Atlântico Equatorial (MARTINS, 2011).

Mas na porção leste do Nordeste, englobando as regiões do agreste e litoral dos estados de Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia, tem seu período chuvoso nos meses de abril a julho. E os principais mecanismos causadores de chuvas durante a estação chuvosa do leste do Nordeste são a convergência dos ventos alísios de sudeste, formando uma banda sul da ZCIT e a atuação de distúrbios atmosféricos que se propagam da África para oeste (MARTINS, 2011).

Porém ele reconhece que existem outros mecanismos que organizam as precipitações pluviométricas sobre a região como um todo, e contribuem para a geração dos totais anuais pluviométricos sobre o Nordeste. São os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) e as oscilações de 30-60 dias, também conhecidas como oscilações de Madden e Julian (MARTINS, 2011).

O termo balanço hídrico pode ser entendido, de maneira bem simples, como a contabilidade da água aplicada a uma bacia hidrográfica, a uma porção de solo, ou mesmo a um lago ou reservatório. Assim, o balanço hídrico envolve a determinação dos ganhos e perdas hídricas que se observam em quaisquer destes contextos. Em cada um desses casos, a análise do balanço hídrico ao longo do tempo fornece, por exemplo, informações relevantes ao potencial de oferta hídrica de uma bacia e sobre a água disponível para culturas de sequeiro ao longo do tempo (MARTINS, 2011).

Por tudo que foi argumentado por Martins sobre a caracterização da região do Nordeste brasileiro, podemos visualizar melhor o problema do déficit hídrico nesta região. Tanto variáveis externas quanto internas atuam no processo de disponibilidade de água na região. O balanço hídrico requer o conhecimento das componentes que impactam a disponibilidade de água em uma bacia hidrográfica, uma parcela agrícola ou um lago/reservatório: Precipitação (P), Evaporação/ Transpiração (E), Escoamentos (Q), Variação no Armazenamentos ( $\Delta S$ ) e os Usos (U). No contexto de bacia hidrográfica e

lagos/reservatórios, a componente U deve ser entendida no sentido mais geral, englobando aqui não só os usos quantitativos da água, mas também os usos qualitativos (e.g. depuração de efluentes). Este balanço pode ser expresso da seguinte forma:  $P = E + Q + \Delta S + U$  (MARTINS, 2011).

Quando aplicado à bacia hidrográfica, em intervalos de tempo longos, para avaliar a oferta hídrica, a equação do balanço hídrico pode ser simplificada, pois o termo  $\Delta S$  costuma ser muito menor do que os outros termos da equação, de modo que a equação acima pode ser simplificada como  $P = E + Q$  (MARTINS, 2011).

No Nordeste brasileiro, a existência de solos rasos e do embasamento cristalino, o qual pode ser frequentemente visto à superfície, a alta evaporação e um regime de precipitações caracterizado pela alta variabilidade espaço-temporal resultam em déficit no balanço hídrico para quase todos os meses do ano, o que significa dizer que em muitos meses a vazão que escoam nos rios é nula. O regime concentrado de chuvas da região possibilita a geração de escoamento superficial em poucos meses durante o ano. Todavia, a variabilidade deste quadro é imensa de um ano para o outro (MARTINS, 2011).

Todas as regiões semiáridas do globo são submetidas a restrições de água que decorrem, em primeira mão, do elevado déficit hídrico, resultante do balanço entre precipitação e evapotranspiração ao longo do ano (P-ETP). Em apenas poucos meses do ano (em geral, dois meses) as precipitações excedem a evapotranspiração potencial. Nestas condições, na estação seca, a água disponível é escassa e gera situações onde, de forma mais ou menos prolongada, as atividades consumidoras de água se concentram nos locais onde a água permanece armazenada (MARTINS, 2011).

Quando se fala em demanda de água é importante considerar os usos consuntivos nos quais parte da água captada é consumida no processo produtivo, não retornando ao curso de água (principalmente irrigação e abastecimento urbano), e os usos não consuntivos (hidroeletricidade e navegação). Os usos mais significativos, em termos de retirada, são a irrigação e o abastecimento urbano, que representam 47% e 26% da retirada total do Brasil, respectivamente. Na bacia do Nordeste Oriental, existem cerca de 480.000 ha irrigados (ANA, 2011), o que equivale a uma vazão média consumida de cerca de 115 m<sup>3</sup>/s (MARTINS, 2011).

O balanço entre a oferta de água e as demandas quantitativas (captações) e qualitativas (lançamentos) permite evidenciar as bacias ou porções de bacia cuja disponibilidade em água é insuficiente, assim como orientar as ações de gestão, conforme previsto na Política Nacional de Recursos Hídricos (MARTINS, 2011).



Na Região Nordeste ocorre grande quantidade de rios classificados com criticidade quantitativa devido à baixa disponibilidade hídrica dos corpos d'água. Muitos rios localizados em regiões metropolitanas apresentam criticidade quali-quantitativa, tendo em vista a alta demanda de água existente e a grande quantidade de carga orgânica lançada neles (MARTINS, 2011).

O déficit hídrico é, muitas vezes, apontado como um fator determinante da pobreza, o que conduz a justificar as políticas de construção de grandes infraestruturas hídricas e de irrigação para enfrentar os riscos de desabastecimento. Nas regiões semiáridas, o armazenamento é, portanto, uma estratégia decisiva de enfrentamento dos riscos ligados à variabilidade temporal e espacial da pluviometria (MARTINS, 2011).

Entretanto, a sociedade não é submetida de forma homogênea ao risco e aos seus impactos. Os maiores reservatórios artificiais (barragens ou açudes) ou naturais (aquíferos, lagoas) têm um papel fundamental no abastecimento dos grandes centros consumidores (cidades, perímetros irrigados, etc). No meio rural, a população difusa geralmente não tem acesso a esta infraestrutura de grande porte que garante o seu abastecimento. Assim, ela desenvolveu estratégias adaptativas para o seu abastecimento, em função da baixa disponibilidade hídrica disponível. Nos dois casos, a escassez espacial conduz naturalmente a situações onde os usos das águas são múltiplos porque o número de infraestruturas hídricas que permanecem com água é limitado (MARTINS, 2011).

O acesso à água em tempo de escassez depende do acesso às infraestruturas hídricas, que não é sempre fácil para os mais pobres (estradas precárias, privatização do acesso de algumas infraestruturas, dificuldade para garantir a manutenção). Esta situação é um dos fatores que mantém uma parte da população mais rural em situação de maior vulnerabilidade (MARTINS, 2011).

De uma lado tem-se a concentração dos usuários próximos aos recursos hídricos mais “seguros”, e, aqueles que não secam, e do outro, estes mesmos recursos hídricos são usados para usos múltiplos (abastecimento humano e doméstico, abastecimento animal, industrial, irrigação e lazer) cujas necessidades em termos de quantidade e qualidade de água são diferentes. Esta situação gera a condição de concorrência entre usuários e entre os diferentes tipos de usos. Assim, o manejo inadequado de uma bacia hidrográfica pode conduzir a uma degradação significativa da qualidade de água do reservatório a jusante e dificultar o seu uso para o abastecimento humano. Com efeito, a diminuição da qualidade da água vai prejudicar primeiramente os usos mais nobres (MARTINS, 2011).

Nestas condições, uma questão fundamental é como preservar os recursos hídricos para que a qualidade seja suficiente para os usos mais nobres? No meio rural, onde não tem concentração elevada de população como nos núcleos urbanos, é possível optar por uma gestão diferenciada ao nível de microbacias contribuintes: algumas bacias preservadas garantem uma qualidade de água excelente e são usadas para abastecimento humano, enquanto as atividades agropecuárias mais poluidoras ficam restritas a uma ou outra bacia hidrográfica.

Entretanto, os grandes centros urbanos são sempre abastecidos por grandes infraestruturas hídricas, cuja qualidade é impactada pelo conjunto de ações realizadas nas bacias contribuintes. Uma política integrada ao nível da bacia hidrográfica é, neste caso, necessária objetivando o controle das poluições pontuais (facilmente caracterizadas) e das difusas (mais difíceis de se avaliar) (MARTINS, 2011).

## **2.2 Evapotranspiração**

A evapotranspiração potencial, é a quantidade máxima de água suscetível de ser evaporada sob um dado clima, por uma cobertura vegetal contínua e bem alimentada em água. Ela integra então a evaporação do solo e a transpiração da vegetação de uma dada região durante o tempo considerado e é expressa em mm. Este conceito está associado com a demanda de água da atmosfera, e depende de diversos fatores climáticos, tais como, radiação solar, umidade relativa e temperatura do ar, velocidade do vento, e também de características da vegetação (MARTINS, 2011).

Em regiões áridas e semiáridas, a evapotranspiração potencial é bem maior do que a evapotranspiração real. Isto acontece porque em muitos momentos do ano não há água suficiente para ser evaporada na taxa potencial. E como fica sem folhas a evaporação do solo é predominante (MARTINS, 2011).

A dimensão do valor da evapotranspiração da cultura (ET<sub>c</sub>), ou uso consuntivo de água, define a lâmina de água a ser repostada pela irrigação diariamente. Esta variável pode ser obtida pelo produto da evapotranspiração de referência (ET<sub>o</sub>) por um coeficiente de cultivo (k<sub>c</sub>), geralmente tabelado ou proposto na literatura consagrada (PALARETTI; UNESP; MANTOVANI; UFV *et al.*, 2014).

A equação de Penman-Monteith - FAO foi convencionada como o método-padrão de estimativa da ET<sub>o</sub> devido à característica de interatividade entre a base física e os parâmetros fisiológicos e aerodinâmicos da planta. Por requerer várias informações climáticas, seu uso

pode-se tornar inviável devido à não disponibilidade e à baixa qualidade das informações, em determinadas localidades (PALARETTI; UNESP; MANTOVANI; UFV *et al.*, 2014).

Diante disso, torna-se viável a utilização de metodologias que, com menor grau de exigência de dados de clima e pequenos ajustes locais, podem estimar a contento os valores de  $ET_0$  (PALARETTI; UNESP; MANTOVANI; UFV *et al.*, 2014).

Dentre estes, podem citar-se os propostos por MAKKINK (1957), que requerem somente dados de radiação solar, temperatura do bulbo úmido ( $T_u$ ) e do coeficiente psicrométrico. Esse método tem a característica de subestimativa da  $ET_0$  em relação ao método-padrão. O método Hargreaves (HARGREAVES & SAMANI, 1985; HARGREAVES & ALLEN 2003), que abastecido com temperaturas diárias (medidas) e radiação extraterrestre (tabelada/calculada), estima a  $ET_0$  com ligeira superioridade de valores em relação ao método-padrão (PALARETTI; UNESP; MANTOVANI; UFV *et al.*, 2014). Atenua-se essa discrepância calibrando os coeficientes empíricos da equação e utilizando-o para períodos superiores a 7 e 10 dias (PALARETTI; UNESP; MANTOVANI; UFV *et al.*, 2014).

Outro método empírico de estimativa é o de Blaney-Criddle - modificado ( $ET_c$ ). Ao contrário do anterior, os valores estimados por esse tendem à subestimativa da  $ET_0$  (BATISTA *et al.*, 2007; GONÇALVES *et al.*, 2009), tendo seu uso questionado para períodos inferiores a um mês (PEREIRA, 1997). Por outro lado, têm-se relatado boas correlações deste método com o padrão (PALARETTI; UNESP; MANTOVANI; UFV *et al.*, 2014).

A evaporação é a mudança da água do estado líquido para o estado gasoso. Nesse processo a água recebe calor de tal forma que o calor latente conduz a água ao ponto de ebulição. A água no estado gasoso é denominada vapor d'água e, neste estado, integra a atmosfera (ANDRADE, 2018).

A transpiração das plantas, por sua vez, é o processo fisiológico que faz parte do metabolismo da planta na atmosfera. As plantas retiram água do solo através de suas raízes, utilizam uma porção e liberam o restante pelos estômatos presentes nas folhas, sendo a temperatura, umidade e velocidade do vento fatores que afetam diretamente neste processo (ANDRADE, 2018).

Além de ser afetada por fenômenos meteorológicos, a evapotranspiração também depende do tipo da cultura e seu respectivo estágio de desenvolvimento. Desta forma, a evapotranspiração real de uma cultura em situações normais de cultivo ( $ET_c$ ) pode ser estimada a partir da evapotranspiração potencial de uma cultura de referência, representada por  $ET_0$ , que consiste na estimativa de evapotranspiração para uma cultura de crescimento ativo, sem restrição hídrica nem nutricional (ANDRADE, 2018).

O procedimento padrão para calcular a  $ET_c$  é ajustar a  $ET_o$  usando um coeficiente de cultura ( $K_c$ ), conforme equação abaixo:  $ET_c = ET_o \times K_c$  onde  $K_c$  representa os efeitos integrados das mudanças na área foliar, altura da planta, características da cultura, taxa de desenvolvimento da cultura, plantio ou data de semeadura, condições de solo, condições gerais de clima e práticas de manejo (ANDRADE, 2018). Já o valor de  $ET_o$  captura os efeitos da transferência de água causada por fatores meteorológicos e ambientais.

O método do coeficiente de cultura em duas etapas ( $K_c$ )  $\times$  evapotranspiração de referência ( $ET_{ref}$ ) tem sido um meio bem-sucedido e confiável para estimar a evapotranspiração (ET) e as necessidades de água da cultura. O método utiliza dados meteorológicos para estimar ET para uma condição de referência e multiplica essa estimativa por um coeficiente de cultura que representa a taxa relativa de ET de uma cultura e condição específica para aquela de referência. A condição de referência é geralmente ET de uma estação fria cortada, grama bem regada ( $ET_o$ ) ou de uma cultura de alfafa de cobertura total mais alta ( $ET_r$ ). O cálculo de ET a partir dessas superfícies foi padronizado pela FAO (Allen et al. 1998, 2006) e a Sociedade Americana de Engenheiros (ALLEN; PEREIRA, 2009).

A abordagem ( $K_c \times ET_{ref}$ ) fornece uma maneira simples, conveniente e reproduzível de estimar a ET de uma variedade de safras e condições climáticas (ALLEN; PEREIRA, 2009). Curvas ou valores  $K_c$  desenvolvidos representam as razões de ( $ET_c/ref$ ) durante vários estágios de crescimento. Os valores do coeficiente de cultivo foram relatados para uma ampla gama de culturas agrícolas (ALLEN; PEREIRA, 2009). O  $K_c$  é considerado geralmente transferível entre regiões e climas sob a suposição de que o  $ET_{ref}$  é responsável por quase todas as variações causadas pelo tempo e pelo clima. Portanto, o  $K_c$  representa a fração relativa de  $ET_{ref}$ , e é principalmente governado pela quantidade, tipo e condição da vegetação. As características da vegetação são mais consistentes para a vegetação agrícola do que para a vegetação natural. Os valores tabulares para  $K_c$  são freqüentemente usados com sucesso em uma ampla gama de aplicações agrícolas. A transferibilidade dos valores de  $K_c$  é suportada, no caso da referência de grama ET, por uma equação que ajusta  $K_c$  tabularizado ao clima em função da umidade relativa mínima diária, velocidade do vento e altura da cultura (ALLEN; PEREIRA, 2009).

Por outro lado, a quantidade de vegetação, altura e densidade de muitos sistemas, incluindo vegetação natural, pomares e paisagens residenciais e rurais, é altamente variável, mesmo durante a parte média da estação de crescimento, de modo que existem incertezas substanciais com valores tabularizados para estes sistemas. Nessas condições, os valores de  $K_c$  podem ser estimados com mais precisão, baseando as estimativas na fração do solo coberto ou

sombreado pela vegetação, a altura da vegetação e a quantidade de regulação estomática sob condições de solo úmido. O valor de  $K_c$  para condições de baixa disponibilidade de água no solo é geralmente determinado pela redução da estimativa de  $K_c$  via  $K_s$  usando um modelo de balanço de água no solo diário (ALLEN; PEREIRA, 2009).

Os coeficientes de cultivo basais,  $K_{cb}$ , representam principalmente o componente de transpiração da ET e um pequeno componente de evaporação do solo que está visivelmente seco na superfície. O uso de  $K_{cb}$  por longos períodos requer ajuste para evaporação do solo úmido durante os períodos após chuva ou irrigação. O coeficiente de colheita total,  $K_c$  é calculado a partir de  $K_{cb}$  como:  $K_c = K_s \cdot K_{cb} + K_e$  (ALLEN; PEREIRA, 2009) onde  $K_s$  é um coeficiente de “tensão” adimensional cujo valor depende da água disponível no solo e  $K_e$  é um coeficiente que se ajusta para o aumento da evaporação do solo úmido após chuva ou irrigação. O procedimento na Eq. No parágrafo anterior foi referido como a abordagem  $K_c$  'dual' (ALLEN; PEREIRA, 2009). Os valores de  $K_e$  criam “picos” na curva  $K_c$ , conforme mostrado na Figura abaixo. A estimativa de  $K_e$  para condições de solo descoberto é descrita em Wright (1982) e Allen et al. (1998, 2005a, b) (ALLEN; PEREIRA, 2009)

O valor de  $K_s$  é 1, a menos que a água disponível no solo limite a transpiração, caso em que tem um valor menor que 1. O cálculo de  $K_s$  e  $K_e$  requer um balanço diário de água no solo, conforme descrito em Allen et al. (1998, 2005a, 2007a) e Cholpankulov et al. (2008). O valor especificado para o limite de água do solo no qual o estresse hídrico começa afetar o  $K_c$ , pode precisar ser determinada localmente (ALLEN; PEREIRA, 2009).

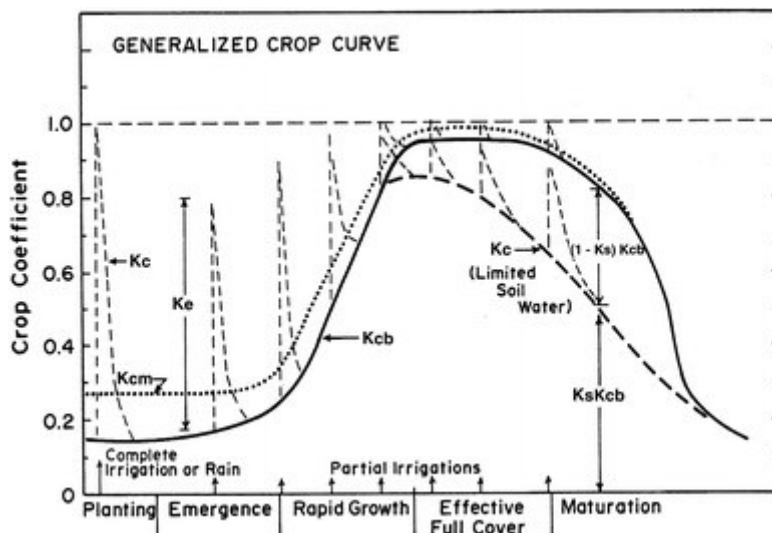


Figura 1 – Curvas generalizadas dos coeficientes de cultura. Fonte: ALLEN; PEREIRA, 2009.

A figura 1 mostra, as curvas generalizadas do coeficiente de cultura,  $K_c$ , para uma cultura anual ao longo de uma estação de crescimento, mostrando os efeitos do aumento de  $K_c$

durante o meio da estação causado pelo desenvolvimento da planta ( $K_{cb}$ ), superfície úmida do solo ( $K_e$ ) e (curva longa) água limitada disponível no solo ( $K_s K_{cb}$ ).  $K_{cm}$  é o único  $K_c$  que representa os efeitos de evaporação médios (ALLEN; PEREIRA, 2009).

Em estudos de balanço hídrico em toda a bacia ou planejamento de sistemas de irrigação, o uso de coeficientes de cultivo “único” que embutem efeitos médios de evaporação do solo úmido são mais úteis e convenientes do que calcular um  $K_c$  diário com base em  $K_{cb}$ ,  $K_s$  e  $K_e$ . A curva de cultivo único,  $K_{cm}$ , mostrada na figura 1 encontra-se acima da curva basal por uma quantidade que depende da frequência de molhamento do solo. O  $K_{cm}$  é, em essência, uma 'média do tempo'  $K_c$  em oposição ao 'dual  $K_c$ '. Quando um único coeficiente de cultura é usado, geralmente nenhum ajuste adicional é feito para os efeitos da umidade da superfície do solo. Ajustes são feitos para os efeitos da água limitada do solo como:  $K_c = K_s \cdot K_{cm}$  (ALLEN; PEREIRA, 2009).

Os valores para  $K_{cm}$  durante a cobertura parcial da cultura dependem não apenas da quantidade e tipo de cobertura vegetal, mas também da frequência de precipitação e irrigação considerando que a irrigação molha toda ou parte da superfície do solo. Curvas  $K_{cm}$  podem ser geradas a partir de curvas  $K_{cb}$  para precipitação conhecida ou simulada ou frequências de irrigação seguindo a abordagem dual  $K_{cb}$  e intervalo de tempo diário (ALLEN; PEREIRA, 2009).

### **2.3 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  $ET = \Delta P / S$  onde,  $\Delta P$  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  $ET = (P + I - C) / S$  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  $m^2$  representada por S (ANDRADE, 2018).

O lisímetro de flutuação consiste de 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 equação  $ET = F \cdot (h_1 - h_2) + I$  onde F é o fator de conversão determinado para cada lisímetro, a expressão  $h_1 - h_2$  mede a variação do nível do tubo de medida em centímetros, e soma-se a precipitação ou irrigação ocorrida sobre o lisímetro em milímetros representado pelo termo I (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 equação  $ECA = (h_n - h_{n+1}) + P$ , onde  $h_n - h_{n+1}$  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 (KT), conforme equação  $ETo = KT \times ECA$ , onde KT 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 ETo (JENSEN; ALLEN, 2016), calcula-se a evapotranspiração diária pela integração dos valores horários de evapotranspiração, conforme equação  $ET_h 0 = \sum_{i=1}^{24} ET_{h 0,i}$  onde  $ET_h 0$  é a evapotranspiração diária (dada em mm/dia) obtida a partir da integração dos valores horários  $ET_{h 0,i}$  (dados em mm/h).

Por sua vez, a evapotranspiração de referência horária é calculada conforme a equação  $ET_{h 0,i} = 0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{37 T_h + 273}{u_2} (e_0(T_h) - e_a) \Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)$  onde  $R_n$  é o saldo da radiação líquida por hora ( $MJ.m^{-2} .h^{-1}$ );  $G$  é o fluxo de calor sensível no solo ( $MJ.m^{-2} .h^{-1}$ );  $T_h$  é a temperatura média horária do ar ( $^{\circ}C$ );  $u_2$  é a velocidade do vento a 2m de altura ( $m.s^{-1}$ );  $e_0$  é a pressão de saturação de vapor d'água (kPa);  $e_a$  é a pressão atual de



vapor d'água (kPa);  $\Delta$  é a inclinação da curva de saturação da pressão do vapor à temperatura média do ar (kPa. °C<sup>-1</sup>); e  $\gamma$  é o coeficiente psicrométrico (kPa. °C<sup>-1</sup>) (ANDRADE, 2018).

Similarmente, a evapotranspiração diária  $ET_d 0$  (dada em mm.d<sup>-1</sup>) é obtida pela equação,  $ET_d 0 = 0,408\Delta(R_n - G) + \gamma 900 T_{media} + 273u^2(es - ea) \Delta + \gamma(1 + 0,34u^2)$  onde  $R_n$  é o saldo de radiação líquida por dia (MJ.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup>);  $G$  é o fluxo de calor sensível no solo por dia (MJ.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup>);  $T_{media}$  é a temperatura média do ar (°C);  $u^2$  é a velocidade média do vento a 2m de altura (m.s<sup>-1</sup>);  $es$  é a pressão de saturação de vapor d'água (kPa);  $ea$  é a pressão atual de vapor d'água (kPa);  $\Delta$  é a inclinação da curva de saturação da pressão do vapor à temperatura média do ar (kPa. °C<sup>-1</sup>); e  $\gamma$  é o coeficiente psicrométrico (kPa. °C<sup>-1</sup>) (ANDRADE, 2018).

Note-se que para a estimativa de  $ET_0$  considera-se que  $G \approx 0$ , enquanto que para  $ET_{h 0,i}$  considera-se que  $G = 0.1 \times R_n$  nos horários em que há luz solar e  $G = 0.5 \times R_n$  nos horários da noite (ANDRADE, 2018).

O parâmetro psicrométrico  $\gamma$ , em ambos os casos, pode ser calculado segundo a equação  $\gamma = 0,665 * 10^{-3} P_{atm}$  onde  $P_{atm}$  é a pressão atmosférica local (kPa). A inclinação da curva de saturação do vapor d'água ( $\Delta$ ) pode ser calculada pela equação  $\Delta = 4098 [ 0,6108 \exp ( 17,27 T T + 237,3 ) ] (T + 237,3)^2$ , observando-se que  $T$  será substituído pela média horária ( $T_h$ ) ou diária ( $T_{media}$ ) em cada caso (ANDRADE, 2018).

Pode-se chamar a diferença entre  $es$  e  $ea$  de déficit de saturação, cujo cálculo é definido pela seguinte equação:  $es = 0,6108 * \exp ( 17,27 T T + 237,3 )$  e  $ea = 0,6108 * \exp ( 17,27 T_{dewpoint} T_{dewpoint} + 237,3 )$  onde  $T_{dewpoint}$  é a temperatura de ponto de orvalho (em C) e  $T$  é a  $T_{media}$  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 pode-se obter utilizando a equação:  $R_{ns} = (1 - a)R_s$  onde  $a$  representa o albedo para grama (normalmente o valor de 0,23), e  $R_s$  (MJ/m<sup>2</sup>) é a radiação solar (ANDRADE, 2018).

A  $R_{nl}$  pode ser definida pela seguinte equação  $R_{nl} = \sigma [ T_{max}^4 + T_{min}^4 ] (0,34 - 0,14\sqrt{ea}) (1,35 R_s R_{so} - 0,35)$  onde  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman (MJm<sup>-2</sup>dia<sup>-1</sup>);  $T_{max}$  e  $T_{min}$  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 (MJm<sup>-2</sup>dia<sup>-1</sup>). O  $R_{so}$  pode ser calculado pela expressão  $R_{so} = (a_s + b_s)R_a$ , onde  $a_s + b_s$  é a fração de radiação extraterrestre atingindo a terra em dias de céu claro e  $R_a$  é a constante de radiação extraterrestre (0,0820MJm<sup>-2</sup>) (ANDRADE, 2018).

Como visto acima, diversos parâmetros necessários ao cálculo da  $ET_d$  e da  $ET_h$  são derivados por meio de equações padronizadas. Contudo, a  $T_{media}$ ,  $T_h$ ,  $u_2$ ,  $P_{atm}$ ,  $UR$ ,  $R_s$  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).

## **2.4 Lisímetro e microlisímetro de pesagem**

### **2.4.1 Lisimetria**

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 (SANTOS; SANTOS; FILHO; SANTOS, 2020).

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 (SANTOS; SANTOS; FILHO; SANTOS, 2020).

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 (SANTOS; SANTOS; FILHO; SANTOS, 2020).

Camargo (1962) para estimar a evapotranspiração, por meio de lisímetros de drenagem, utilizou a equação:  $ET = I + P - D$ , em que:  $ET$  – evapotranspiração (mm),  $I$  - volume de irrigação (mm),  $P$  - volume de precipitação (mm),  $D$  - volume drenado (mm), (SANTOS; SANTOS; FILHO; SANTOS, 2020).

## 2.4.2 Microlisímetro de pesagem

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 (FABIANO; MARTINS; FARIA; DALRI et al., 2016).

Aboukhaled A, Alfaro e Smith (1982) e Howell, Schneidere Jensen(1991) consideram lisímetros de pesagem como o melhor equipamento para medir com precisão a evapotranspiração de referência e evapotranspiração de culturas (FABIANO; MARTINS; FARIA; DALRI et al., 2016).

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 (PALARETTI; UNESP; MANTOVANI; UFV et al., 2014).

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 (FABIANO; MARTINS; FARIA; DALRI et al., 2016).

### 3 MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Área de estudo

Os solos estudados foram coletados na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA, 12 km<sup>2</sup>), integralmente composta por Caatinga preservada e localizada no município de Aiuaba (Figura 2). 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 Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) localizada entre as coordenadas 6°43'08''S; 40°15'40''W e 6°41'40''S; 40°18'06''W, sendo monitorada pelo grupo Hidrosed1, desde 2003. A BEA é parte integrante da Estação Ecológica de Aiuaba (ESEC Aiuaba) 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 (ALMEIDA, 2021).

A BEA possui uma área de 12 km<sup>2</sup>, 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 e a temperatura média anual de 25°C (ALMEIDA, 2021). O uso e ocupação do solo predominante é Caatinga arbustiva arbórea preservada (ALMEIDA, 2021).

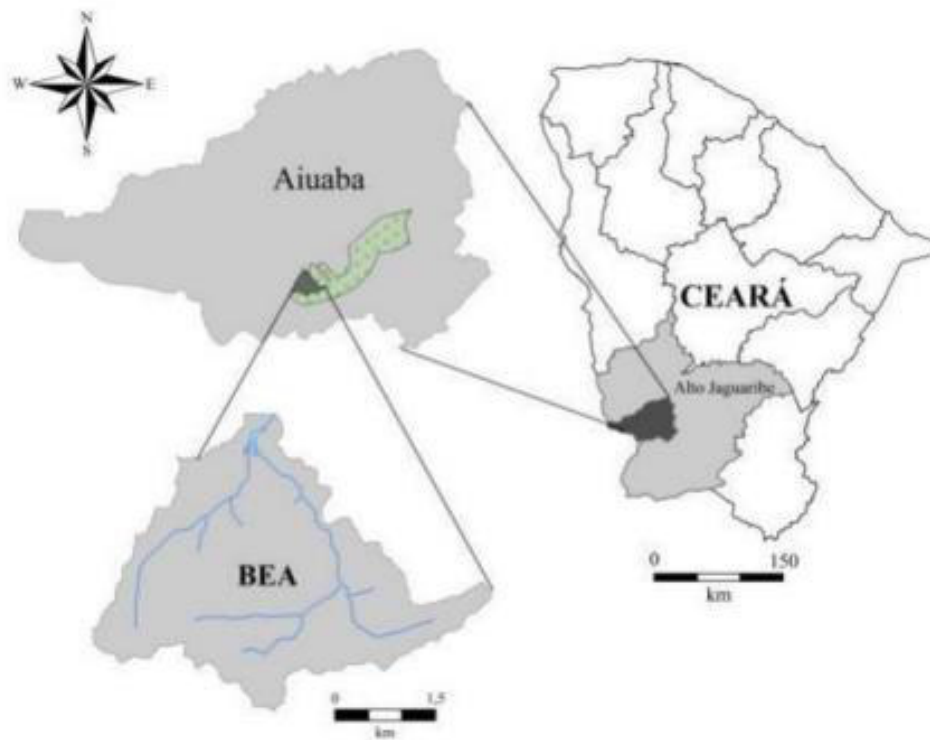


Figura 2 - Localização da BEA em relação a ESEC, a Bacia do Alto Jaguaribe e ao estado do Ceará. FONTE: (RODRIGUES, 2021).

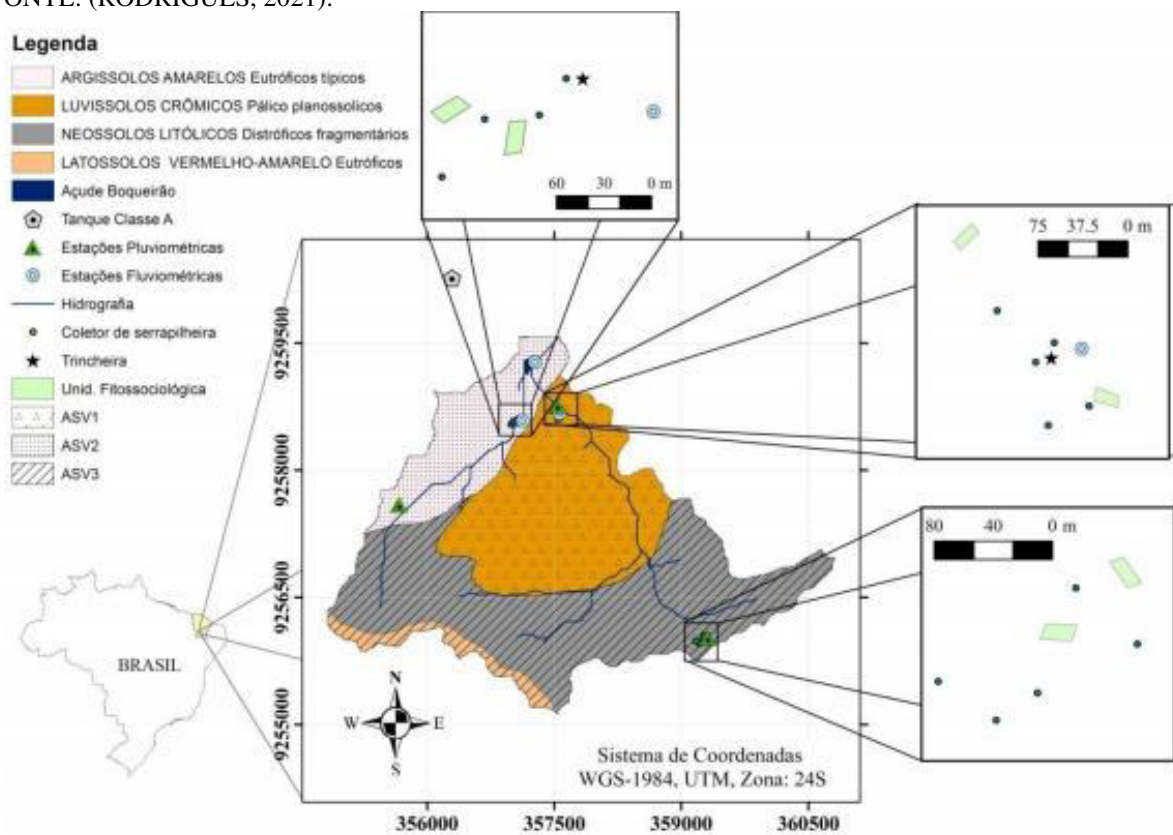


Figura 3 - Mapa de solos, localização dos equipamentos de monitoramento hidrológico, unidades amostrais da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA). FONTE: (ALMEIDA, 2021)

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](http://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 Evaporação da água no solo sob condições controladas em casa de vegetação**

O experimento de depleção da água no solo foi realizado na Universidade Federal do Ceará - UFC, Campus do Pici, Fortaleza – CE, localizada entre as coordenadas 3°44'48"S 38°34'29"W. Foram utilizados dois microlisímetros (ML) de pesagem e quatro amostras de solo Luvissole típico provenientes da BEA. Um dos quais instalado em casa de vegetação com cobertura de sombrite de 75% de interceptação luminosa e o outro a pleno solo. Cada microlisímetro foi conectado as quatro amostras de solos para que tenhamos repetitividade do experimento. Os ML são de 20 cm de diâmetro e 40 cm de profundidade, construídos de PVC rígido do tipo Defofo. As dimensões dos ML foram definidas conforme revisão de literatura (CHANG et al., 2017; JIAO et al., 2018 ; KOOL et al., 2016 ; LI et al., 2018 ; QIN et al., 2018 ; RAN et al., 2017 ; YANG et al., 2018). Os tubos que compõem os microlisímetros foram fincados no solo da Bacia Experimental de Aiuaba para retirada de solo indeformado.

Posteriormente, a parte inferior dos ML foi envolta com manta geotêxtil bidim para evitar perda de solo e facilitar a drenagem dos mesmos. Por último, os ML foram levados para a casa de vegetação e postos 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.

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

### **3.3 Obtenção da umidade do solo nos microlisímetros e distribuição temporal da depleção da água no solo**

Para a obtenção da umidade nas amostras de solos contidos nos microlisímetros, foi instalado um sensor de umidade em cada microlisímetro. Eles foram instalados a 20 cm de profundidade e conectados a um sistema datalogger para o armazenamento e coleta de dados. Os sensores de umidades possuem hastes que são responsáveis por medir a umidade do solo. Portanto, foi preciso realizar furos no PVC onde estavam localizadas as amostras de solos para poder inserir os sensores de umidade dentro das amostras. Utilizou-se uma furadeira para realizar tais furos, uma regua graduada e uma caneta para medir a profundidade requerida para instalação dos sensores (20 cm).

### **3.4 Cálculo da evapotranspiração potencial e da evaporação**

As variáveis meteorológicas foram obtidas junto com dados de evapotranspiração potencial, através da Equação de Penman-Monteith FAO-56 (ALLEN et al., 1998), utilizando o software REF-ET. Os dados necessários para o cálculo foram obtidos através da estação meteorológica da UFC, situada a aproximadamente 30 metros do local do experimento.

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) e em seguida foi correlacionada com as variáveis meteorológicas. O cálculo da evaporação seguiu as seguintes etapas:

$$m = 25417,387(S) - 3424,955$$

Onde:  $m$  = massa (g) e  $S$  = Sinal de voltagem

$$VE = \frac{m_2 - m_1}{1000}$$

Onde:  $VE$  = volume evaporação (L);  $m$  = é a massa (g)

$$E = 10 \cdot (VE/A)$$

Onde:  $E$  = evaporação (mm);  $VE$  = volume evaporado e  $A$  = área



#### 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Observando as duas curvas de calibração dos dois microlisímetros de pesagem (na Figura 4), os pontos estão perfeitamente alinhados na reta da equação mostrando a precisão da desta no que diz respeito a sua confiabilidade em determinar, a partir de sinais emitidos pelos microlisímetros, os pesos desconhecidos de diversos objetos expressos em gramas. Ou seja, isso mostra que a calibração dos microlisímetros foi bem realizada e isso se justifica ainda pelo coeficiente de determinação  $R^2$  que está com o valor bem próximo de 1. Logo, demonstra-se o quanto a equação é confiável.

Houve boa correlação entre os sinais emitidos pelos microlisímetros de pesagem e os pesos de diferentes objetos postos sob a plataforma dos lisímetros. Observamos também que os pesos que foram utilizados nesta calibração vão de 0 a 40000g respeitando assim o peso máximo que pode suportar um microlisímetro.

Vale ressaltar também que a evaporação da água nas amostras de solos pode ser descoberta através dos sinais que são emitidos pelos microlisímetros. Quando houver variação de peso nas amostras de solos devido a perda de água por evaporação, os sinais emitidos poderão ser usados na equação de calibração para se descobrir o peso do objeto em grama e em seguida encontrar o volume evaporado em litros e com esse volume será possível determinar a lâmina de água evaporada em milímetros.

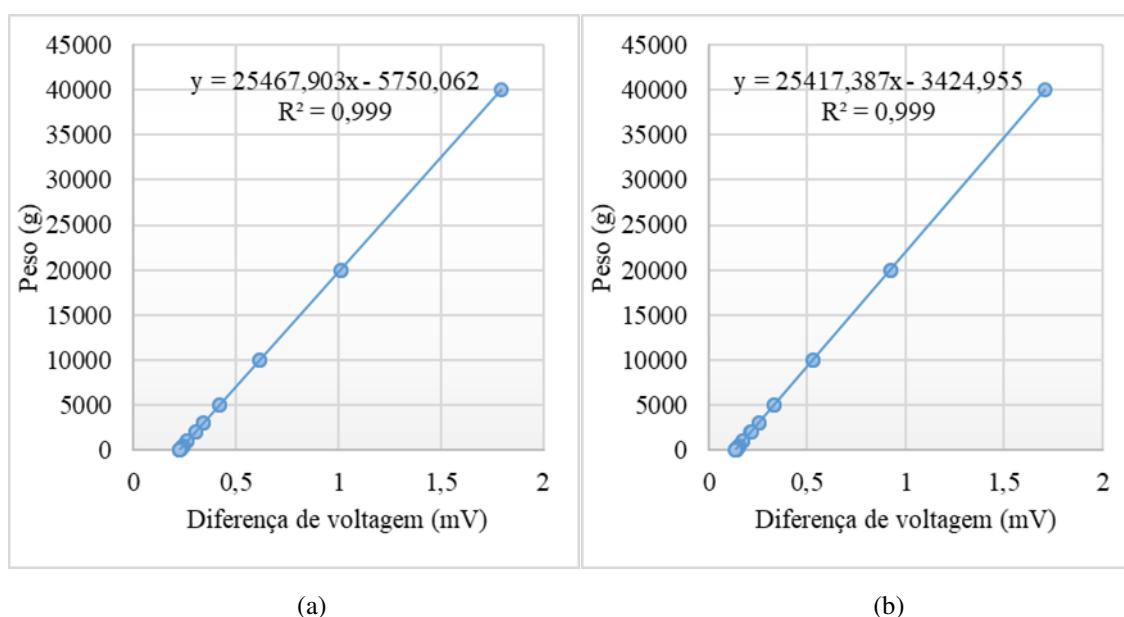


Figura 4 - Curva de calibração para o microlisímetro (a) localizado a pleno sol e (b) em casa de vegetação. FONTE: Elaborado por Juliana Alcântara Costa.

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

$$IM = \sqrt{I_C^2 + I_S^2 + I_E^2 + 2 \cdot I_S \cdot I_E}$$

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)

Dessa forma, a incerteza esperada nas medições é de 0,12%. Em uma pesagem em torno de 40kg a incerteza esperada de acordo com as informações dos fabricantes é de 0,05kg. Como a área é de 0,0314m<sup>2</sup> a incerteza na medição lisimétrica é de 1,6mm.

Embora os coeficientes de determinação das curvas de calibração dos microlisímetros de pesagem tenham apresentado valores próximo de 1, quando se faz o cálculo da incerteza esperada na medição (IM), observa-se que os microlisímetros de pesagem apresentam alta incerteza na medição das variações de peso. Isso se explica pelo fato de que o equipamento é sujeito a influência externa.

Na Figura 5 está representado o desvio padrão das médias de peso utilizado na calibração em relação aos sinais emitidos. Observa-se que há desvios altos quando os microlisímetros medem peso abaixo 10000 g, o que indica que a medição do equipamento não mediu com precisão as diferenças de peso que possam vir a ocorrer caso as amostras de solo tenham peso abaixo de 10000g, durante o experimento. Já quando as amostras de solo tiveram peso acima de 15000g os microlisímetros puderam ser confiáveis na medição de diferença de peso causado pela variação de armazenamento de água nas amostras de solo.

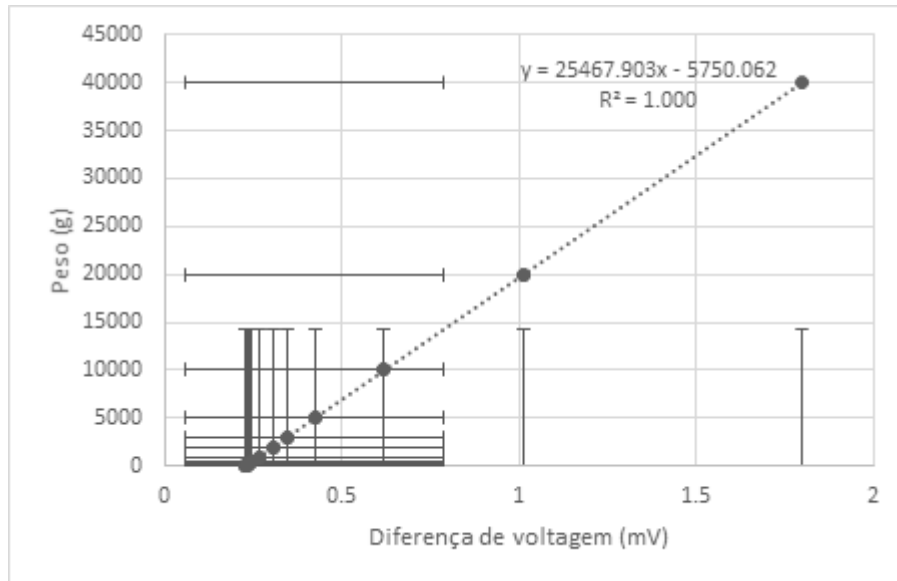


Figura 5 - Desvios padrão das médias de peso. Fonte: Elaborado pelo autor.

Na Figura 6 estão representados as curvas de calibração dos sensores de umidade do solo. Podemos observar que as quatro curvas de calibração provenientes dos quatro sensores de umidade do solo apresentam a mesma tendência evolutiva. Isso significa que eles tiveram o mesmo padrão de calibração que levou a suas calibrações bem realizadas. Os seus coeficientes de determinação  $R^2$  são iguais a 0,99, isso mostra quanto a calibração foi bem realizada e que as equações das curvas de calibração são confiáveis, comprovando assim que os sensores de umidade do solo estão aptos a serem utilizados na medição da umidade do solo.

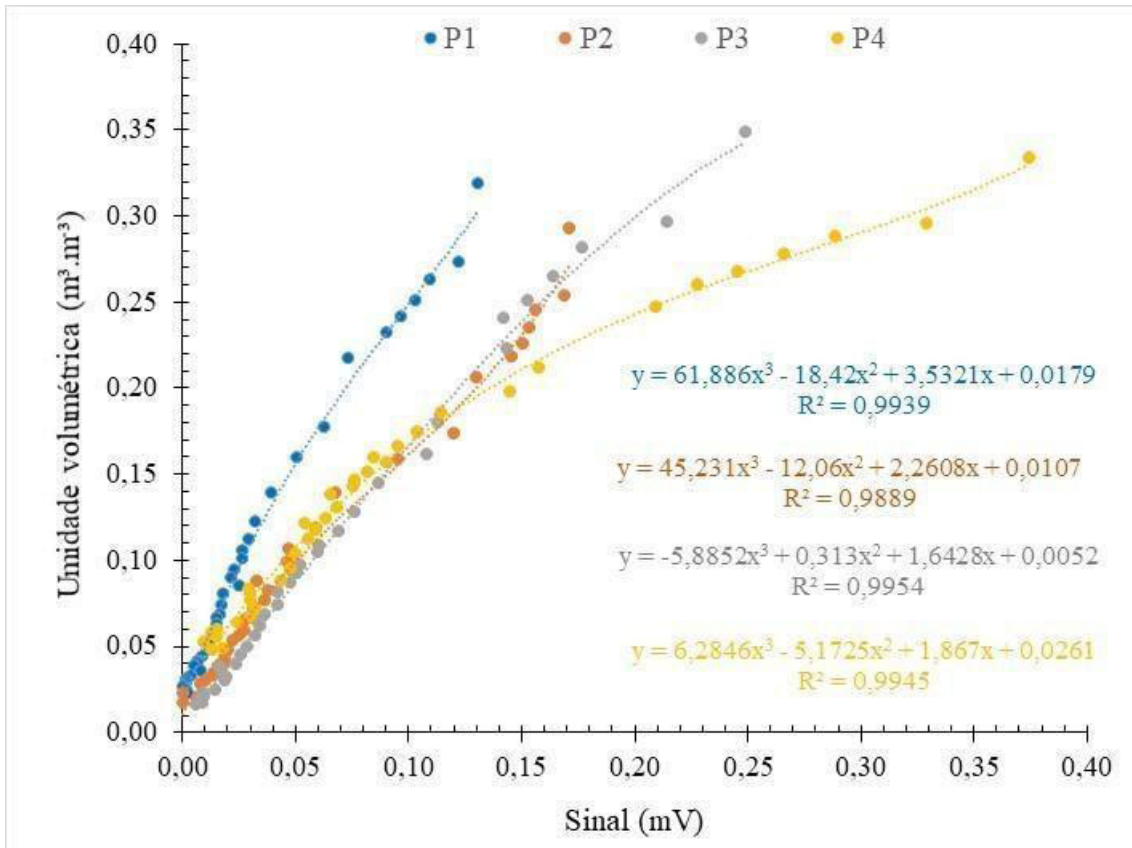


Figura 6 - Curva de calibração dos sensores de umidade do solo. FONTE: elaborado por Juliana Alcântara Costa.

Na Figura 7 está a curva geral de calibração média dos sensores de umidade do solo. Também apresenta um  $R^2=0,99$  mostrando mais uma vez que a calibração foi bem realizada condizente com os coeficientes de correlação das quatro curvas dos sensores de umidade do solo. Ainda podemos observar que os sensores de umidade do solo podem medir tanto baixas como altas umidades, sendo mais eficientes quando a umidade do solo apresenta valores abaixo de  $0,25 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$ .

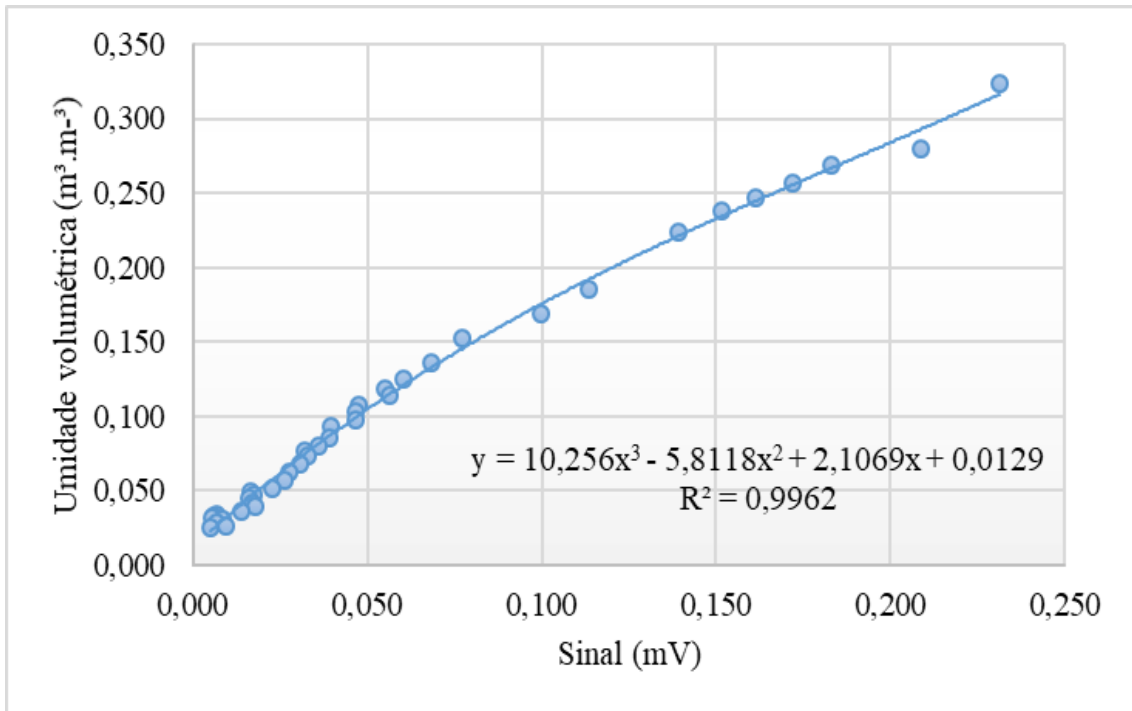


Figura 7 - Curva geral de calibração com a média dos sensores de umidade do solo. Fonte: elaborado pelo autor.

Na Figura 8 é demonstrado os desvios das médias dos valores da umidade do solo. Pode-se observar que têm desvios muito elevados, isso indica que tem uma grande variabilidade entre os valores das médias de umidade, mostrando assim que os quatro sensores de umidade que foram calibrados são pouco confiáveis na medição de umidade no solo.

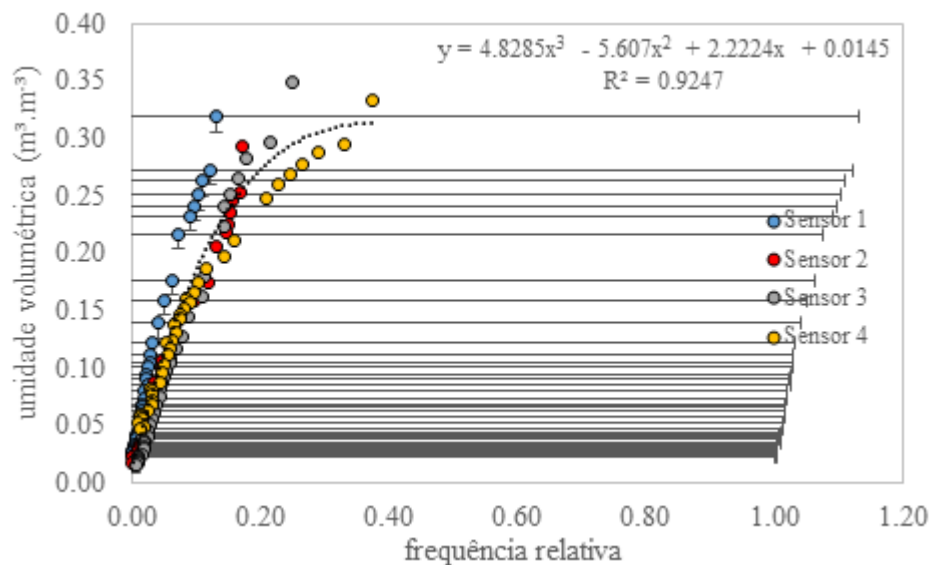
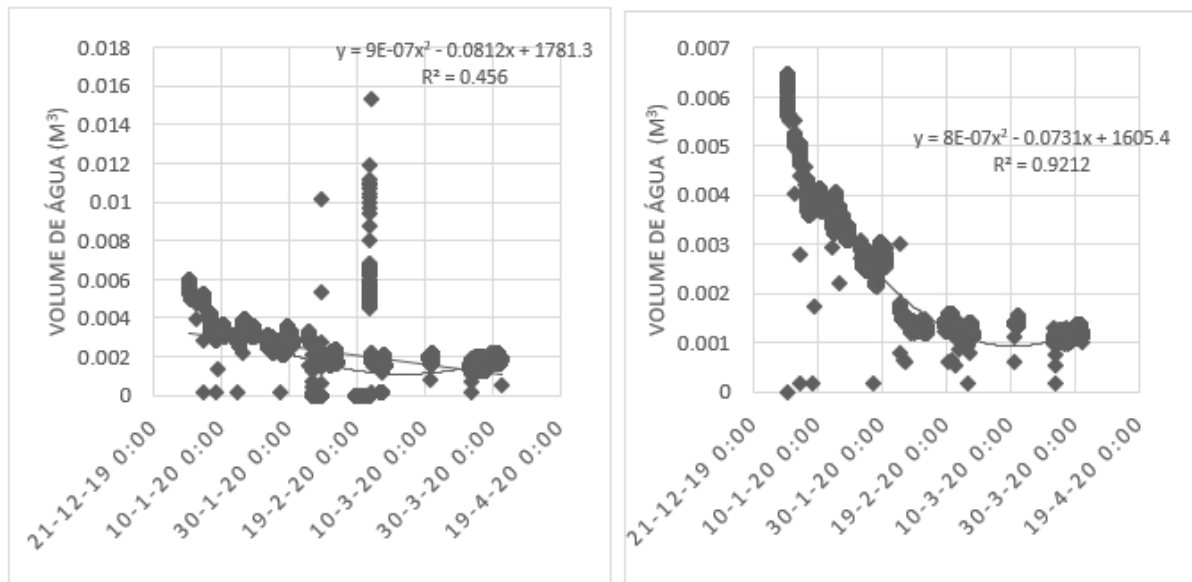


Figura 8 - Desvios padrão das médias dos valores da umidade do solo. Fonte: Elaborado pelo autor

Na Figura 9 está representado os volumes de água nos microlisímetros, um posto dentro da casa de vegetação e o outro a pleno sol ao longo do ano 2020. Pode-se observar que o volume de água da amostra de solo na casa de vegetação vai diminuindo ao longo do ano, indo de valores entre  $0,006 \text{ m}^3$  a  $0,00 \text{ m}^3$ . Porém, no período (30/01/20 a 10/03/20) observa-se valores do volume no microlisímetro subir, atingindo uma marca acima de  $0,008 \text{ m}^3$  de água. Já a amostra de solo posto a pleno sol apresenta volume de água muito alto em relação a amostra de solo posto em casa de vegetação no início do experimento. E isso se explica devido ao fato que recebeu mais água de chuva do que a amostra em casa de vegetação.

Pode-se observar que o volume de água na amostra de solo a pleno sol apresenta uma perda de água mais acelerada do que a amostra de solo em casa de vegetação, ou seja, o sombreamento que proporciona o sombrite da casa de vegetação faz com que a água na amostra de solo evapore mais lentamente em relação a amostra de solo a pleno sol. Então, isso significa que com sombreamento a água fica mais retida no solo. Logo, é possível comparar esse fenômeno a nível de bacia hidrográfica, como por exemplo na caatinga. Onde a vegetação se encontra com folhagem densa, o solo está coberto e tem água no solo. Entretanto, quando a vegetação se encontra sem folhas, o solo neste período se encontra sem água. Os dois gráficos a seguir ilustram o fenômeno natural que acontece na caatinga.



(a)

(b)

Figura 9 - Volume de água no ML da casa de vegetação (a) e a pleno sol (b). Fonte: Elaborado pelo autor.

Na Figura 10, temos a evolução da massa das duas amostras de solo, da precipitação e da evaporação destas ao longo do ano 2019 até janeiro de 2020, que foi o período do presente estudo. Podemos observar que ao longo do decorrer do ano a precipitação aumenta e também a

massa das amostras de solo aumentam. E em relação a evaporação, ela foi mais intensa entre os meses de janeiro a maio de 2019, atingindo valores superiores a  $1,5 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Isso devido a baixa ocorrência de chuva. E ela foi caindo entre os meses de agosto de 2019 a janeiro de 2020 devido a ocorrência de chuva nesse período do ano. Já entre os meses de junho e julho de 2019, não temos dados registrados e isso pode ser explicado devido ao fato de problemas que ocorreram durante o experimento, tais como: falta de energia no local, indisponibilidade temporário do laboratório onde estava instalado o equipamento, falha de alguma peça dos dataloggers utilizados e demora para achar as peças no mercados. Os resultados do experimento conduzidos sob casa de vegetação estão disponíveis na Figura 6.

Dados de evaporação em dias chuvosos devem ser desconsiderados posto que o volume de chuva aportado pelo ML nestes dias não são evaporados completamente no mesmo dia; seguem sendo perdidos nos dias seguintes, e isso é um fator não considerado pela equação diária de evaporação.

Observa-se na Figura 6 que durante o período chuvoso do ano (25/01/2019 a 25/05/2019) as massas das duas amostras de solo luvisóló típico registrado pelos microlisímetros foram maiores em relação às massas medidas durante o período do ano em que não houve chuvas (25/06/2019 a 25/01/2020). Vale ressaltar também, que por outro lado os valores da evaporação da água foram menos representativos no período de chuvas em relação ao período de estiagem. Ou seja, os microlisímetros de pesagem registraram perdas consideráveis de água por evaporação após o período de chuvas.

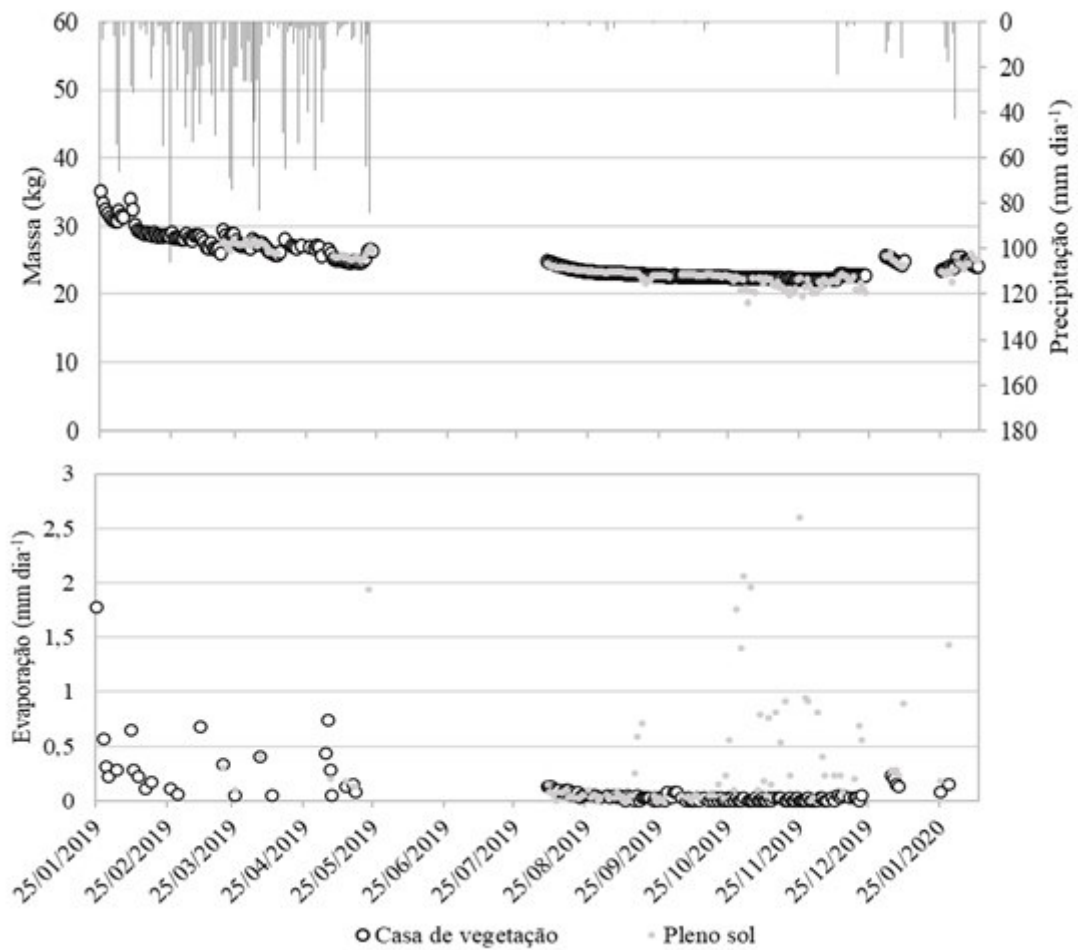


Figura 10 - Precipitação, massa de solo e água e evaporação diária nos micro-lisímetros em casa de vegetação e a pleno sol. FONTE: elaborado por Juliana Alcantara Costa.

Observa-se na Figura 11 a curva de permanência da umidade do solo nos microlisímetros de pesagem submetidos à casa de vegetação com sombrite de 75% e a pleno sol. Verifica-se que em 80% do tempo as curvas não coincidem. Entretanto, a partir da umidade  $0,25 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  as curvas se sobrepõem. Isso indica que a evaporação a pleno sol confere menor teor de umidade que em comparação a submetida a sombrite de 75% indicando que o sombrite atenua consideravelmente a evaporação da água no solo. Pode-se afirmar, portanto, que a taxa de depleção de água no solo latossolo típico apresenta comportamento diferente quando submetido a pleno sol e a sombreamento.



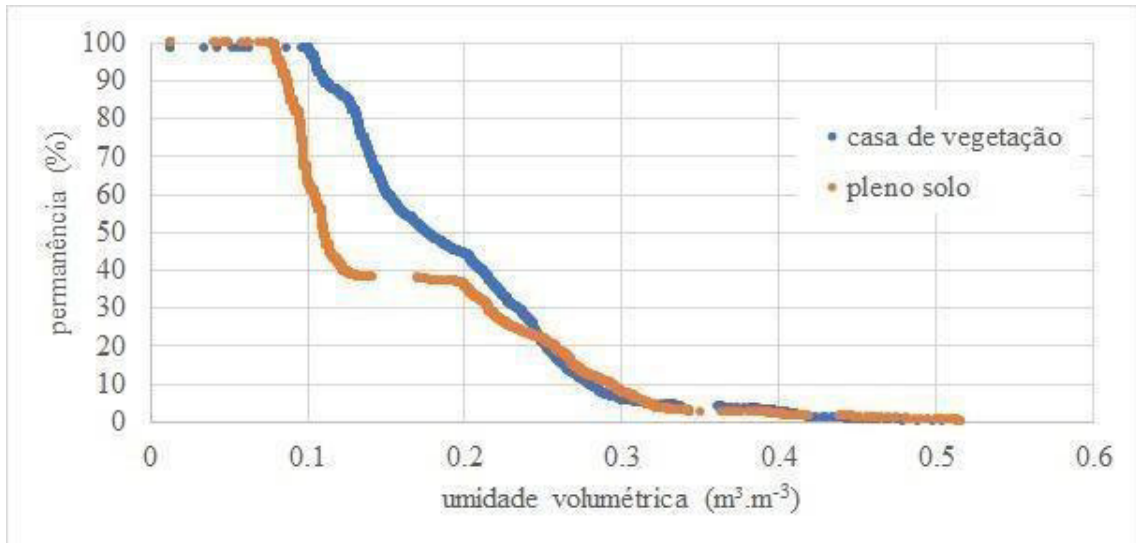


Figura 11 - Curva de permanência da umidade do solo nos microlisímetros de pesagem submetidos à casa de vegetação com sombrite de 75% e a pleno solo. FONTE: elaborado por Juliana Alcântara Costa 2019.

Nesta tabela estão reunidos os coeficientes de correlação. Pode-se observar de forma mais clara a correlação dos parâmetros meteorológicos com a ET. O parâmetro radiação solar é o que mais apresenta forte correlação com a Eto, seguido do parâmetro temperatura que apresenta uma correlação moderada com a ETo. Já os parâmetros de umidade, pressão atmosférica e velocidade do vento apresentam correlação fraca com a ETo.

	Radiação solar	Temperatura	Umidade relativa do ar	Pressão atmosférica	Velocidade do vento
R <sup>2</sup> (2019)	0,9521	0,8589	0,2395	0,7577	0,7902
R <sup>2</sup> (2020)	0,9921	0,687	0,0004	0,109	0,5148

Tabela 1 – Os coeficientes de correlação. FONTE: Elaborado pelo autor

Os gráficos de correlação obtidos pelos dados das variáveis meteorológicas da estação meteorológica da Universidade Federal do Ceará em 2019 estão apresentados nos cinco gráficos abaixo na Figura 12. Como pode ser observado nos dados apresentados, a radiação solar é o parâmetro de maior correlação com os valores de evaporação, no qual o coeficiente de correlação é de 0,95, em seguida é o parâmetro temperatura com R<sup>2</sup>=0,85.

Observa-se que os dados referentes à pressão atmosférica e a velocidade do vento possuem uma elevada variabilidade durante o ano. Portanto, existe uma moderada correlação entre esses dois parâmetros e a evaporação, o que explica os moderados coeficientes de correlação encontrados. Já o parâmetro umidade apresenta uma correlação negativa, ou seja quando a umidade é baixa a evaporação é elevada, já quando a umidade é elevada a evaporação é baixa.

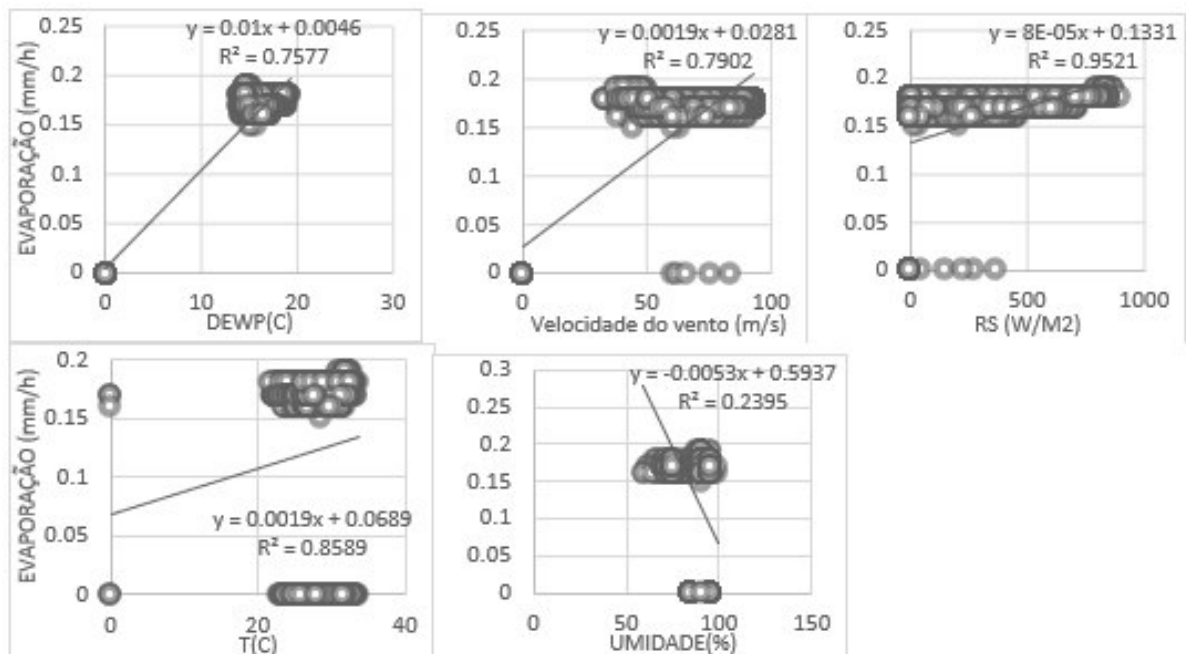


Figura 12 - Correlação entre a evaporação medida pleos microlisímetros de pesagem e as variáveis meteorológicas. FONTE: elaborado pelo autor.

Os gráficos de correlação obtidos pelos dados das variáveis meteorológicas da estação meteorológica da Universidade Federal do Ceará em 2020 estão apresentados nos cinco gráficos a seguir (Figura 13). Nos dados apresentados, é possível observar que a radiação é o parâmetro de maior correlação com os valores de evaporação comparado aos outros parâmetros, apresentando um coeficiente de correlação igual a 0.99. Logo, é o parâmetro de melhor correlação. Observa-se que os dados referentes à temperatura e à velocidade do vento possuem uma moderada variabilidade durante o ano, o que explica os médios coeficientes de correlação encontrados, conferindo uma correlação moderada desses dois parâmetros com a evaporação. Os parâmetros umidade e pressão atmosférica apresentam uma grande variabilidade durante o ano, com coeficientes de correlação inferior a 0,2. Portanto, temos correlação muito fraca.

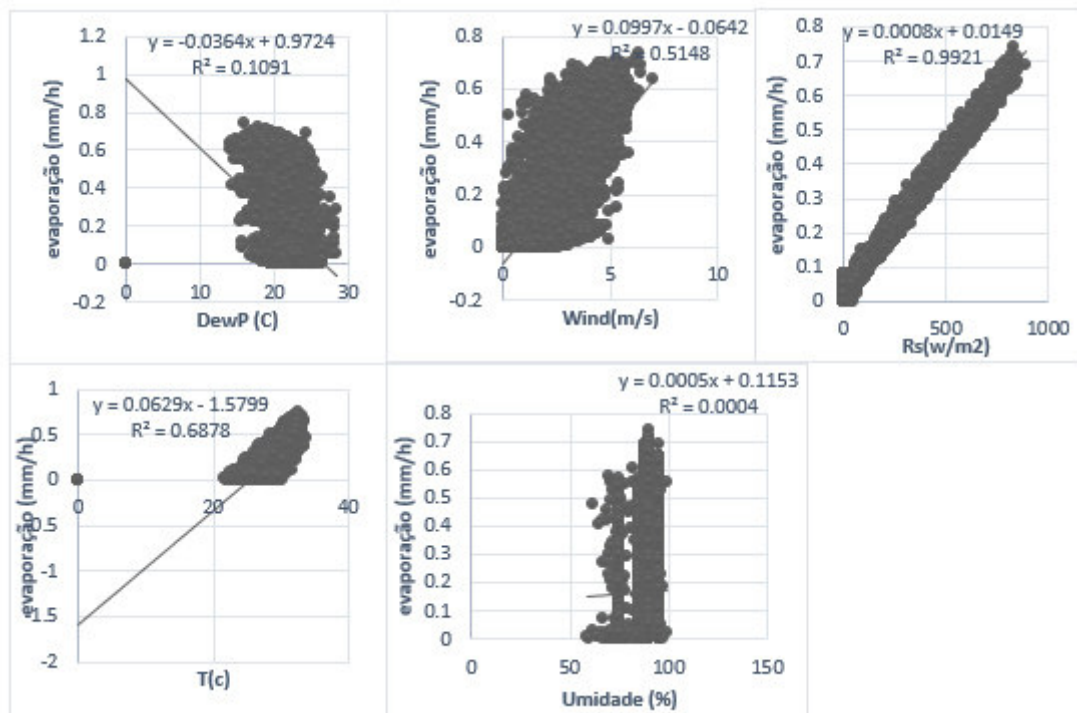


Figura 13 - Correlação entre a evaporação medida pelos microlisímetros de pesagem e as variáveis meteorológicas. FONTE: elaborado pelo autor.

Na Figura 14 observa-se dois gráficos, o gráfico a) apresenta a evaporação que ocorreu nos microlisímetros de pesagem ao longo do período do experimento e no gráfico b) temos a ETo no mesmo período. Observa-se que nos MLs a evaporação se manteve alta durante o período do experimento com valor entre 0,16 a 0,18 mm/h. Já a ETo ocorreu de forma muito variada ao longo do período do estudo, atingindo valor muito alto (superior a 0,6 mm/h) e valor muito baixo (0 mm/h).

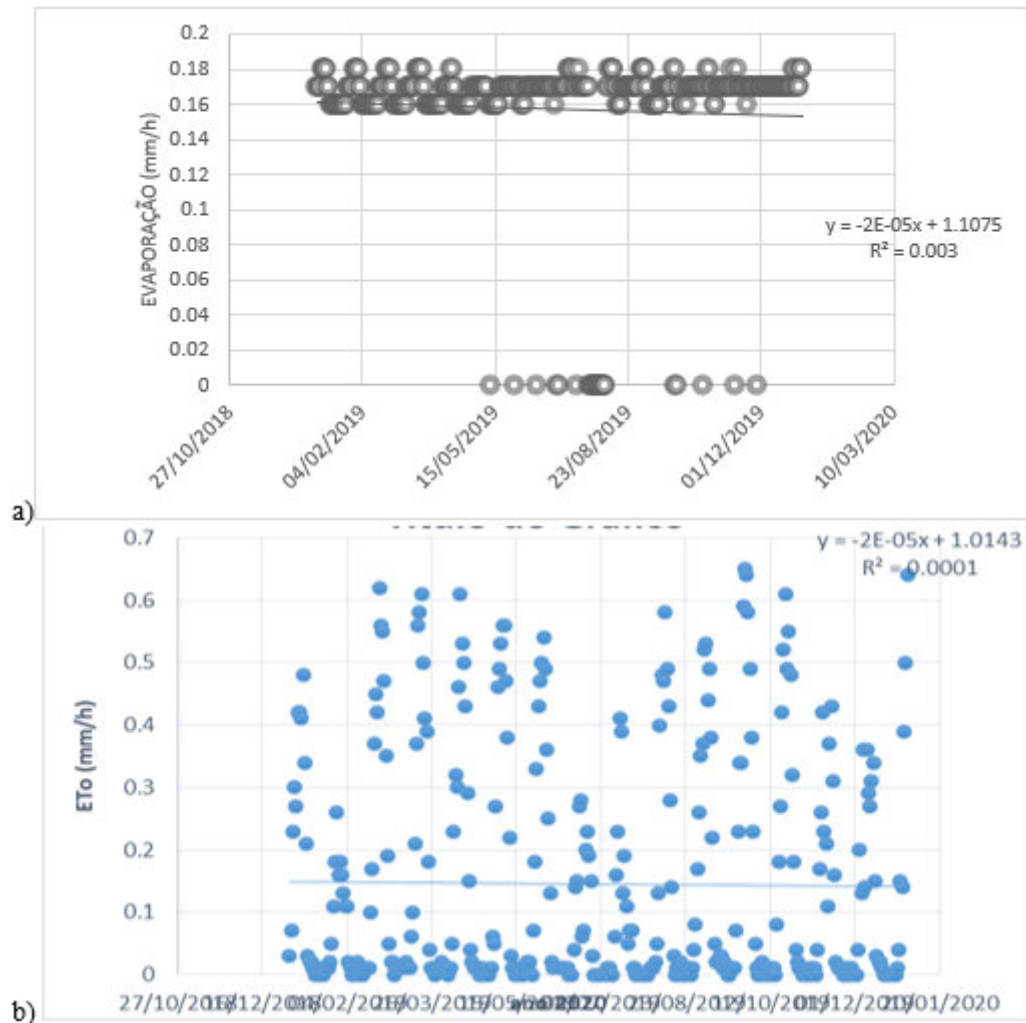


Figura 14 – Gráfico a) apresenta a evolução da evaporação nos microlisímetros de pesagem ao longo do período do experimento, e o gráfico b) apresenta a evolução da ETo ao longo do período do experimento. FONTE: elaborado pelo autor.

Na Figura 15 a linha azul representa a umidade do solo da amostra posta dentro da casa de vegetação e a linha laranja representa a umidade do solo da amostra colocada a pleno sol. Observa-se que ao longo do monitoramento a umidade do solo das duas amostras de solo não variou muito, indo de valor entre 50% a 10%. Com algumas exceções onde a umidade do solo do microlisímetro posto dentro da casa de vegetação apresentou pico elevado de umidade, subindo até 95%.

De modo geral a umidade do solo na casa de vegetação permaneceu superior em relação a amostra de solo colocada a pleno sol durante boa parte do período do experimento. Isso se explica pelo fato de que o sombreamento da casa de vegetação atua como cobertura para o solo favorecendo a permanência de água nele. O mesmo ocorre na caatinga, quando a vegetação está com área foliar densa, pois isso traz sombreamento e cobertura para o solo, favorecendo a permanência de água nele.

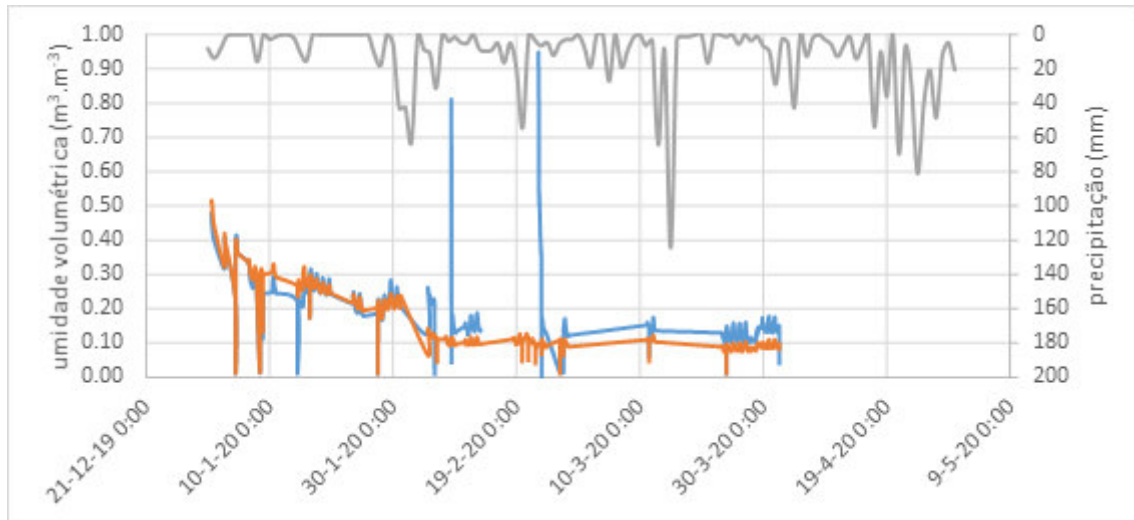


Figura 15 - Variação da umidade das amostras de solo dos microlisímetros. FONTE: elaborado por Juliana Alcântara Costa 2019.

## 5. CONCLUSÕES

Os lisímetros de pesagem, cujo sistema de medição é baseado em células de carga, não podem ser considerados de maior confiabilidade nas medições das variações de armazenamento de água no solo, pois as células de carga são flexionadas pelo peso das amostras o tempo todo. Portanto, estão sujeita a deformação e a conseqüentemente falha na medição.

Embora os lisímetros possuam vantagens como automação e armazenamento de dados, estão sujeitos a erros e variações muito elevadas de dados durante a medição. Por outro lado, a metodologia empregada na calibração dos lisímetros é tecnicamente adequada, obtendo-se coeficiente de determinação de 0,99 na equação de calibração. A evaporação medida pelos microlisímetros de pesagem foi entorno de 0,178 mm/h ao longo do experimento, variando entre 0,16 e 0,18 mm/h. Com evaporação na amostra de solo na casa de vegetação igual a 1,75 mm/dia (0,07mm/h) e uma evaporação máxima na amostra de solo a pleno sol igual a 2,6 mm/dia (0,108 mm/h).

A evaporação é uma variável hidrológica que possui comportamento estocástico e necessita de dados confiáveis e representativos para sua estimativa. Os resultados encontrados nos gráficos de correlação demonstram que existe uma baixa correlação entre a evaporação das amostras de solo e a velocidade do vento e a pressão atmosférica. Portanto, eles interferiram pouco na evaporação da água nas amostras de solo.

No caso do parâmetro umidade relativa do ar, este apresentou uma correlação inversa com a evaporação a partir dos dados obtidos em 2019. Já com os obtidos em 2020 apresentou uma baixa ou fraca correlação. No parâmetro temperatura a sua correlação com a evaporação foi moderada. Pelo exposto, entende-se que a radiação solar e a temperatura são os parâmetros que mais atuam na perda de água por evaporação.

Pode-se concluir ainda que a ETo ao longo do período do estudo atingiu valores elevados, com ETo igual 0,65 mm/h (15,6 mm/dia), mostrando uma alta demanda de água pela atmosfera, sendo que os parâmetros responsáveis por essa ETo elevada são a radiação solar e a temperatura.

Por fim, em relação a umidade das amostras de solo retiradas na bacia experimental da Aiuaba e postas em casa de vegetação e a pleno sol, observou-se que a taxa de depleção de água no solo latossolo típico apresenta comportamento diferente quando submetido a pleno sol e a sombreamento.

## REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G. et al. **Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements**. FAO Irrigation and drainage paper 56. Fao, Rome, v. 300, n. 9, p. D05109, 1998.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S. Estimating crop coefficients from fraction of ground cover and height. **Irrigation Science**, 28, n. 1, p. 17-34, 2009-09-16 2009. Original Paper.
- ALMEIDA, C. L. D., 2021.
- ANDRADE, D. G. F. D. **Análise quantitativa entre métodos de estimativa da evapotranspiração horária integrada e diária n.** 2018. Disponível em: < [https://www.repository.ufrpe.br/bitstream/123456789/1196/1/tcc\\_danyllogomesfigueredodea ndrade.pdf](https://www.repository.ufrpe.br/bitstream/123456789/1196/1/tcc_danyllogomesfigueredodea ndrade.pdf)>. Acesso em: 20 Mar 2021.
- ANTONINO, A. C. D.; UFPE, R.; SAMPAIO, E. V. S. B.; UFPE, R. et al. Balanço hídrico em solo com cultivos de subsistência no semi-árido do nordeste do Brasil. **Rev. bras. eng. agríc. ambient.**, 4, n. 1, p. 29-34, 04/2000 2000.
- CHANG, X. et al. Can forest water yields be increased with increased precipitation in a Qinghaispruce forest in arid northwestern China? **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 247, n. January, p. 139–150, 2017.
- COSTA, C. A. G. et al. Spatial behaviour of soil moisture in the root zone of the CaatingaComportamento espacial da umidade do solo na zona das raízes do Bioma Caatinga. **Revista Ciência Agronômica**, v. 44, n. 4, p. 685–694, 2013.
- COSTA, C. A. G. et al. Permanence of Water Effectiveness in the Root Zone of the Caatinga Biome. **Revista Caatinga**, v. 29, n. 3, p. 692–699, 2016.
- CRUZ, T. M. L. et al. Avaliação de sensor capacitivo para monitoramento do teor de água do solo. **Engenharia Agrícola**, v. 30, n. 1, p. 33–45, 2010.
- DE ARAÚJO, J. C.; PIEDRA, J. I. G. Comparative hydrology: analysis of a semiarid and a humidtropical watershed. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 8, p. 1169–1178, 15 abr. 2009.
- DE FIGUEIREDO, J. V. et al. Runoff initiation in a preserved semiarid Caatinga small watershed,Northeastern Brazil. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 13, p. 2390-2400, 30 jun. 2016.
- FABIANO, P. L.; MARTINS, I.; FARIA, R.; DALRI, A. B. et al. **LISÍMETROS DE PESAGEM PARA MEDIDAS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ESTUFA 1 - PDF Download grátis**. 2016. Disponível em: < <https://docplayer.com.br/70108041-Lisímetros-de-pesagem-para-medidas-de-evapotranspiracao-em-estufa-1.html> >. Acesso em 18 Mar 2021.
- GLÁUBER PONTES RODRIGUES, J. C. D. A., JULIANA ALCÂNTARA COSTA. MBHS 636-2670-1-CE.pdf. 2021. MORAES, L. D. A., 2021.

HORNTHWAITE, C. W.; WILM, H. G. Report of the committee on evapotranspiration and transpiration, 1943-1944. **Transaction of the American Geophysical Union**, Washington, DC, v. 25, n. 5, p. 686-693, 1944.

JIAO, L. et al. Forest Ecology and Management Evapotranspiration partitioning and its implications for plant water use strategy: Evidence from a black locust plantation in the semi-arid Loess. **Forest Ecology and Management**, v. 424, n. April, p. 428-438, 2018.

KELLEHER, C. A.; SHAW, S. B. Is ET often oversimplified in hydrologic models? Using long records to elucidate unaccounted for controls on ET. **Journal of Hydrology**, v. 557, p. 160-172, fev.2018.

KOOL, D. et al. A review of approaches for evapotranspiration partitioning. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 184, p. 56-70, 2014.

KOOL, D. et al. Energy and evapotranspiration partitioning in a desert vineyard. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 218, p. 277-287, 2016.

LI, H. et al. Effects of water collection and mulching combinations on water infiltration and consumption in a semiarid rainfed orchard. **Journal of Hydrology**, v. 558, p. 432-441, 2018.

LINGLING, Z. et al. Evapotranspiration estimation methods in hydrological models. **J. Geogr. Sci.**, v. 23, n. 2, p. 359-369, 2013.

MARTINS, E. **As águas do Nordeste e o balanço hídrico.**, 2011. Disponível em: <<https://arquivos.ana.gov.br/institucional/sge/CEDOC/Catalogo/2012/aQuestaoDaAguaNoNordeste.pdf>>. Acesso em 15 Mar 2021.

MCMAHON, T. A.; FINLAYSON, B. L.; PEEL, M. C. Historical developments of models for estimating evaporation using standard meteorological data. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Water**, v. 3, n. 6, p. 788-818, 1 nov. 2016.

MEDEIROS, P. H. A.; DE ARAÚJO, J. C.; BRONSTERT, A. Interception measurements and assessment of Gash model performance for a tropical semi-arid region. **Revista Ciência Agrônômica**, v. 40, n. 2, p. 165-174, 2009.

PALARETTI, L. F.; UNESP, J.; MANTOVANI, E. C.; UFV, V. et al. Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET<sub>o</sub>) em regiões citrícolas paulistas. **Eng. Agríc.**, 34, n. 1, p. 38-47, 02/2014 2014.

PINHEIRO, E. A. R. et al. Importance of soil-water to the Caatinga biome, Brazil. **Ecohydrology**, v. 9, n. 7, p. 1313-1327, 2016.

PINHEIRO, E. A. R.; VAN LIER, Q. DE J.; METSELAAR, K. A Matric Flux Potential Approach to Assess Plant Water Availability in Two Climate Zones in Brazil. **Vadose Zone Journal**, v. 15, p.1-10, 2018.

QIN, S. et al. Can plastic mulch save water at night in irrigated croplands? **Journal of Hydrology**, v.564, p. 667-681, 2018.



RAGAB, R.; BROMLEY, J. IHMS-integrated hydrological modelling system. Part 1. Hydrological processes and general structure. **Hydrological Processes**, v. 24, n. 19, p. 2663-2680, 2010.

RAN, H. et al. Performance of AquaCrop and SIMDualKc models in evapotranspiration partitioning on full and deficit irrigated maize for seed production under plastic film-mulch in an arid region of China. **AGSY**, v. 151, p. 20-32, 2017.

RAUPACH, M. R. Vegetation Atmosphere Interaction and Surface Conductance at Leaf, Canopy and Regional Scales. **Agricultural and Forest Meteorology**, [s.l.] v. 73, n. 3, p. 151-179, 1995.

SANTOS, m. A. L. D.; SANTOS, l. D. A.; FILHO, a. A. T. L. R. R. G.; SANTOS, d. P. D. **Sistema lisimétrico de informações para monitoramento do consumo de água pelas plantas (slimcap)**. In: editora, a. (ed.). 2020.

SENAY, G. B. et al. Evaluating Landsat 8 evapotranspiration for water use mapping in the Colorado River Basin. **Remote Sensing of Environment journal**, v. 185, p. 171-185, 2016.

WANG, X. et al. Canopy storage capacity of xerophytic shrubs in Northwestern China. **Journal of Hydrology**, v. 454, p. 152-159, 6 ago. 2012.

WILCOX, B. P.; BRESHEARS, D. D.; SEYFRIED, M. S. Water Balance on Rangelands. **Encyclopedia of Water Science**, p. 791-794, 2003.

YANG, B. et al. Coupling evapotranspiration partitioning with root water uptake to identify the water consumption characteristics of winter wheat: A case study in the North China Plain. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 259, p. 296-304, 2018.