

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RECÔNCAVO DA BAHIA
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS, AMBIENTAIS E BIOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA
CURSO DE DOUTORADO**

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE PASTAGEM DEGRADADA DE
CAPIM BRAQUIÁRIA NA REGIÃO DE CRUZ DAS ALMAS,
BAHIA**

João Guilherme Araújo Lima

**CRUZ DAS ALMAS – BAHIA
2017**

EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE PASTAGEM DEGRADADA DE CAPIM BRAQUIÁRIA NA REGIÃO DE CRUZ DAS ALMAS, BAHIA

João Guilherme Araújo Lima
Engenheiro Agrônomo
Universidade Federal do Ceará, 2011

Tese apresentada ao colegiado do Curso do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, como requisito parcial para obtenção do título de doutor em Engenharia Agrícola, Área de concentração: Agricultura Irrigada e Recursos Hídricos

Orientador: Prof. Dr. Aureo Silva de Oliveira

**CRUZ DAS ALMAS – BAHIA
2017**

FICHA CATALOGRÁFICA

L732e

Lima, João Guilherme Araújo.
Evapotranspiração de pastagem degradada de capim
braquiária na região de Cruz das Almas, Bahia / João
Guilherme Araújo Lima. _ Cruz das Almas, BA, 2017.
130f.; il.

Orientador: Aureo Silva de Oliveira.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do
Recôncavo da Bahia, Centro de Ciências Agrárias,
Ambientais e Biológicas.

1.Evapotranspiração – Plantas e água. 2.Brachiaria

CDD: 630.2815

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RECÔNCAVO DA BAHIA
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS, AMBIENTAIS E BIOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA
CURSO DE DOUTORADO**

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE PASTAGEM DEGRADADA DE CAPIM
BRAQUIÁRIA NA REGIÃO DE CRUZ DAS ALMAS, BAHIA**

Comissão examinadora da defesa de tese de
João Guilherme Araújo Lima

Aprova em: ___/___/___

Prof. Dr. Aureo Silva de Oliveira
Universidade Federal do Recôncavo da Bahia
(Orientador)

Prof. Dr. Lucas Melo Vellame
Universidade Federal do Recôncavo da Bahia
(Examinador interno)

Prof. Dr. Alisson Jadavi Pereira da Silva
Universidade Federal do Recôncavo da Bahia
(Examinador interno)

Prof. Dr. Jorge Luiz Rabelo
Universidade Federal do Recôncavo da Bahia
(Examinador externo)

Prof. Dr. Bergson Guedes Bezerra
Universidade Federal do Rio Grande do Norte
(Examinador externo)

AGRADECIMENTOS

Ao programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola (PPGEA) da Universidade Federal do Recôncavo da Bahia.

A todos os professores do PPGEA, em especial ao Professor Aureo Silva de Oliveira, pela orientação e realização do trabalho.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos.

Ao Programa IBRASIL Erasmus Mundus pela oportunidade de uma mobilidade no doutorado na Universidad de Castilla La Mancha (UCLM), em especial ao Professor Jose González Piqueras pela orientação na UCLM.

Aos alunos do PPGEA pela disponibilidade em ajudar, em especial a Paula Carneiro Viana e Neilon Duarte da Silva.

E a todos aqueles que, diretamente ou indiretamente, auxiliariam na pesquisa, a completar mais uma etapa do meu desenvolvimento pessoal.

EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE PASTAGEM DEGRADADA DE CAPIM BRAQUIÁRIA NA REGIÃO DE CRUZ DAS ALMAS, BAHIA

RESUMO: A *Brachiaria decumbens* pertence à família da Poaceae, largamente utilizada como pastagem no Brasil, em especial na região Nordeste, por apresentar condições de solo e clima favoráveis ao seu cultivo. Sabe-se que a determinação da evapotranspiração da cultura (ET_c) é de grande importância para o uso eficiente da água. No entanto, ainda não há informações sobre a necessidade hídrica da cultura para a região com intuito de estabelecer um manejo de irrigação. Dentro desse contexto, torna-se imprescindível a realização de estudos que revelem a real necessidade hídrica da *Brachiaria decumbens*, devendo ser respaldado por indicações apropriadas da evapotranspiração, que permitam o seu uso racional na cultura. O objetivo principal do presente estudo foi estimar o consumo hídrico da *Brachiaria decumbens* cultivada sob condições dos tabuleiros costeiros da região de Cruz das Almas/BA. O estudo ocorreu entre setembro de 2016 e abril de 2017. Para determinação da evapotranspiração foram utilizados os métodos do balanço de energia pelo sistema de razão de Bowen, balanço de água no solo a partir do uso de sondas TDR e via sensoriamento remoto a partir do modelo METRIC. A evapotranspiração de referência foi estimada pelo método FAO Penman-Monteith. Foram realizadas calibrações nos sensores de umidade sondas TDR artesanais e CS 616. Antes do processamento dos dados do sistema de razão de Bowen, os mesmos foram avaliados a partir de diretrizes de validação. A calibração das sondas artesanais e sensores CS 616 realizada nessa pesquisa confirmam a necessidade de uma calibração específica para cada tipo de solo quando há necessidade de uma determinação precisa. As equações para encontrar dados inconsistentes a partir de diretrizes foram empregadas nos dados obtidos pela razão de Bowen com sucesso para a área de *Brachiaria decumbens*. Comparando os métodos de balanço de energia pelo sistema de razão de Bowen e balanço de água no solo a partir de sondas TDR nos subperíodos os valores totais obtidos foram de 518 e 438 mm para o balanço de energia e balanço de água no solo, respectivamente, com uma diferença de 15%. Nas datas em que foram estimados os fluxos instantâneos através do método METRIC reforçou a confiança do modelo. A evapotranspiração diária pelo método METRIC obteve uma diferença de 20 e 12% em relação aos métodos do balanço de energia a partir do sistema de razão de Bowen e balanço de água no solo por sondas TDR, respectivamente.

Palavras-chave: consumo hídrico, manejo de irrigação, balanço de energia, balanço hídrico no solo

EVAPOTRANSPIRATION OF DEGRADED PASTURE OF SIGNAL GRASS IN THE REGION OF CRUZ DAS ALMAS, BAHIA

ABSTRACT: *Brachiaria decumbens* belongs to the family Poaceae, widely used as pasture in Brazil, especially in the Northeast region, due to the soil and climate conditions favorable to its cultivation. It is known that the determination of crop evapotranspiration (ET_c) is of great importance for the efficient use of water. However, there is still no information on the water requirement of the crop for the region in order to establish an irrigation management. Within this context, it is essential to carry out studies that reveal the real water requirement of *Brachiaria decumbens* and should be supported by appropriate indications of evapotranspiration, allowing its rational use in the crop. The main objective of the present study was to estimate the water consumption of *Brachiaria decumbens* cultivated under conditions of the coastal trays of the Cruz das Almas / BA region. The study was carried out between September 2016 and April 2017. To determine the evapotranspiration, the energy balance methods were used by the Bowen ratio system, soil water balance from the use of TDR probes and via remote sensing from the Model METRIC. The reference evapotranspiration was estimated by the FAO Penman-Monteith method. Calibrations were performed on the moisture sensors TDR hand-held probes and CS 616. Before the data processing of the Bowen ratio system, they were evaluated from validation guidelines. The calibration of the CS 616 hand-held probes and sensors carried out in this research confirms the need for a specific calibration for each type of soil when precise determination is required. The equations for finding inconsistent data from guidelines were employed in the data obtained by Bowen's ratio with success for the area of *Brachiaria decumbens*. Comparing the energy balance methods by the Bowen ratio system and soil water balance from TDR probes in the subperiods, the total values obtained were 518 and 438 mm for the energy balance and soil water balance respectively, With a difference of 15%. On the dates when the instantaneous flows were estimated using the METRIC method, it reinforced the confidence of the model. The daily evapotranspiration by the METRIC method obtained a difference of 20 and 12% in relation to the energy balance methods from the Bowen ratio system and soil water balance by TDR probes, respectively.

Keywords: water consumption, irrigation management, energy balance, soil water balance

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO II

- Figura 1. Pesagem das amostras em uma balança de precisão (A) e leitura da constante dielétrica (B).8
- Figura 2. Coleta do solo para calibração dos sensores CS616 (A e B), na área experimental de *Brachiaria decumbens*. 10
- Figura 3. Sensores CS616 introduzidos nos “containers” para calibração do solo. .. 10
- Figura 4. Regressão linear comparando a umidade gravimétrica com os modelos de calibração genérica para a camada 0-20 Topp (A) e Ledieu (B) e camada 120-140 Topp (C) e Ledieu (D). 13
- Figura 5. Conteúdo volumétrico de água (θ) estimado em função da k_a medida com TDR100, para diferentes camadas. camada 0-20 cm (A), camada 20-40 cm (B), camada 40-60 cm (C), camada 60-80 cm (D), camada 80-100 cm (E), camada 100-120 cm (F) e camada 120-140 cm (G). 15
- Figura 6. Variação do tempo de percurso da onda eletromagnética (μseg) vs Θ pelos modelos estudados. 17
- Figura 7. Regressão linear do modelo linear entre o tempo de percurso da onda eletromagnética informada e a umidade volumétrica umidade gravimétrica para a Repetição I (A) Repetição II (B) Repetição III (C) e a média (D) ... 18
- Figura 8. Regressão do modelo polinomial quadrática entre o tempo de percurso da onda eletromagnética informada e a umidade volumétrica umidade gravimétrica para a Repetição I (A) Repetição II (B) Repetição III (C) e a média (D). 19

CAPÍTULO III

- Figura 1. Análise dos dados para o fluxo invertido para DJ 88 a 90 para o sistema de razão de Bowen, na área de *Brachiaria decumbens*, nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas. 9
- Figura 2. Análise dos dados para a Equação 3, diferença entre a pressão atual de vapor d'água medida nos braços inferior (e_1) e superior (e_2), para o dia 24/01/2017. 10

Figura 3. Análise dos dados para a Equação 4, para β (T_1-T_2), para o dia 24/01/2017.	11
Figura 4. Requerimento de bordadura para a razão de Bowen na área experimental de <i>Brachiaria decumbens</i>	12

CAPÍTULO IV

Figura 1. Variação da precipitação média mensal para o município de Cruz das Almas/BA segundo os dados do INMET de 1972 a 2001.	6
Figura 2. Imagem do satélite RapidEye, em detalhe a área experimental de <i>Brachiaria decumbens</i>	7
Figura 3. Imagem do satélite RapidEye, em detalhe a área experimental e os pontos onde estão localizados os equipamentos instalados: Ponto I e Ponto II. ...	8
Figura 4. Precipitações diárias registradas durante os meses de setembro de 2016 a abril de 2017.	20
Figura 5. Distribuição da velocidade do vento por classe durante os meses de setembro de 2016 a abril de 2017.	20
Figura 6. Distribuição da direção do vento e velocidade do vento em classes observado durante os meses de setembro de 2016 a abril de 2017.	21
Figura 7. Variabilidade do NDVI, na área de <i>Brachiaria decumbens</i> , para as datas 27/11/2016, 07/12/2016 e 06/01/2017.	22
Figura 8. Valores diários dos componentes R_n , R_g e R_r para um dia típico de nebulosidade (A) e sem nebulosidade (B), na área de <i>Brachiaria decumbens</i> , nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.	24
Figura 9. Valores mensais dos componentes do balanço de energia obtida a partir da razão de Bowen entre setembro (Set - 16) a maio (Mai - 17), na área de <i>Brachiaria decumbens</i> , nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas. *Mar-17 foram computados 7 dias por causa de problemas na plataforma de coleta de dados.	25
Figura 10. Evolução do ciclo diário de saldo de radiação, R_n ; calor latente, LE; calor sensível, H; e fluxo de calor no solo, G; para um dia úmido (A) e um dia seco (B), na área de <i>Brachiaria decumbens</i> nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.	27
Figura 11. Variabilidade espacial dos fluxos instantâneos R_n , LE, H e G, na área de <i>Brachiaria decumbens</i> , para a data 24/04/2017, pelo método METRIC...	29

Figura 12. Comportamento diário da evapotranspiração obtida pelo método do balanço de energia com base na razão de Bowen, entre setembro de 2016 e abril 2017, na área de <i>Brachiaria decumbens</i> , nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.	30
Figura 13. Valores de armazenamento de água nas diferentes profundidades entre setembro (Set - 16) e abril (abri - 17), na área de <i>Brachiaria decumbens</i> , nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.	33
Figura 14. Comportamento médio diário para cada subperíodo para evapotranspiração obtida pelo método do balanço de energia com base na razão de Bowen (ETcBowen) e balanço de água no solo a partir de sondas TDR (ETcBH) e evapotranspiração de referência pelo método FAO Penman-Monteith (PM-FAO 56), entre setembro de 2016 e abril de 2017, na área de <i>Brachiaria decumbens</i> , nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.	34
Figura 15. Variabilidade espacial da ETc via METRIC, na área de <i>Brachiaria decumbens</i> , para a data 24/04/2017.	36

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO II

- Tabela 1. Características dos sensores avaliados da sonda TDR e CS616.6
- Tabela 2. Composição granulométrica e densidade do solo para as camadas de solo na área de *Brachiaria decumbens* nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.7
- Tabela 3. Avaliação dos modelos Topp et al., 1980 e Ledieu et al., 1986 em relação ao método gravimétrico para as diferentes camadas, com base na equação, coeficiente de determinação (R^2) e raiz quadrada da média dos quadrados dos erros (RMSE).12
- Tabela 4. Resultado estatístico para os modelos da Campbell Linear, Campbell quadrático e Vaz et al. (2013).17

CAPÍTULO III

- Tabela 1. Fluxo invertido (OHMURA, 1982), para os meses de setembro de 2016 a abril de 2017, na área de *Brachiaria decumbens*, nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.8
- Tabela 2. Diferença entre a pressão atual de vapor d'água medida nos braços inferior (e_1) e superior (e_2), para os meses de setembro de 2016 a abril de 2017, na área de *Brachiaria decumbens*, nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.10
- Tabela 3. Produto da razão Bowen (β) e a diferença entre a temperatura nos braços inferior (T_1) e superior (T_2) da razão de Bowen.11

CAPÍTULO IV

- Tabela 1. Características das imagens do satélite Landsat 7.14
- Tabela 2. Características das imagens do satélite Sentinel 2A.15
- Tabela 3. Temperatura do ar (T_{ar}), umidade relativa (UR), velocidade do vento a 2 metros (U_2) e precipitação observadas no período de setembro de 2016 a abril de 2017 sob vegetação de *Brachiaria decumbens*.19
- Tabela 4. Valores médios para o NDVI estimados a partir de imagens de satélite do Sentinel-2 MSI e Landsat 7-ETM+.21
- Tabela 5. Médias mensais do balanço de radiação de setembro de 2016 a abril de 2017, sob vegetação de *Brachiaria decumbens*.23

Tabela 6. Comparação do saldo de radiação (R_n ; $W \cdot m^{-2}$), fluxo de calor latente (LE ; $W \cdot m^{-2}$), fluxo de calor sensível (H ; $W \cdot m^{-2}$) e fluxo de calor no solo (G ; $W \cdot m^{-2}$) obtidos in situ pela razão de Bowen (subscrito "B") e estimado pelo método METRIC (subscrito "M") a partir do Landsat 7-ETM+, na área de <i>Brachiaria decumbens</i> , nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.	28
Tabela 7. Componentes do balanço de água no solo de setembro de 2016 a abril de 2017, na área de <i>Brachiaria decumbens</i> , nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.....	31
Tabela 8. Comparação da evapotranspiração da cultura diária ($mm \cdot dia^{-1}$) obtidas pelo balanço de energia a partir da razão de Bowen (subscrito "Bowen"), balanço de água a partir do monitoramento de sondas TDR (subscrito "BH") e estimado pelo método METRIC (subscrito "METRIC") a partir do Landsat 7-ETM+, na área de <i>Brachiaria decumbens</i> , nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.....	35

SUMÁRIO

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO, REVISÃO DE LITERATURA, OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1.1. INTRODUÇÃO	2
1.2. REVISÃO DE LITERATURA	4
1.2.1. Brachiaria Decumbens	4
1.2.2. Balanço de Energia pela Razão de Bowen (BERB).....	5
1.2.3. Balanço de água no solo com uso de sondas TDR	6
1.2.4. Evapotranspiração de referência	9
1.2.5. Estimativa da evapotranspiração via sensoriamento remoto	10
1.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	13
1.4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	14

CAPÍTULO II

CALIBRAÇÃO DE DOIS SENSORES UTILIZANDO A REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO (TDR) PARA OBTENÇÃO DA UMIDADE DO SOLO

2.1. INTRODUÇÃO	4
2.2. MATERIAL E MÉTODOS	6
2.2.1. Área de estudo	6
2.2.2. Construção e Calibração das Sondas TDR	7
2.2.3. Calibração do CS 616	9
2.2.4. Estatística.....	11
2.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	12
2.4. CONCLUSÕES	20
2.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	21

CAPÍTULO III

ANÁLISE DE DADOS DE RAZÃO DE BOWEN NOS TABULEIROS COSTEIROS DA REGIÃO DE CRUZ DAS ALMAS

3.1. INTRODUÇÃO	4
3.2. MATERIAL E MÉTODOS	6
3.2.1. Fluxo invertido	6
3.2.2. Condensação dentro do sistema	6
3.2.3. Requerimento de bordadura.....	7

3.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	8
3.4. CONCLUSÕES	14
3.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	15

CAPÍTULO IV

ESTIMATIVA DO CONSUMO DE ÁGUA DA BRACHIARIA DECUMBENS NOS TABULEIROS COSTEIROS DA REGIÃO DE CRUZ DAS ALMAS

4.1. INTRODUÇÃO	4
4.2. MATERIAL E MÉTODOS	6
4.2.1. Localização e caracterização da área	6
4.2.2. Plataforma de coleta de dados	7
4.2.3. Balanço de energia a partir da razão de Bowen (BERB)	8
4.2.4. Balanço de água no solo a partir do monitoramento de sondas TDR	12
4.2.5. Estimativa da evapotranspiração de referência: Equação FAO Penman-Monteith	13
4.2.6. Sensoriamento remoto na determinação do balanço de energia via METRIC.....	14
4.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	19
4.3.1. Condições registradas na área experimental.....	19
4.3.2. Balanço de radiação.....	23
4.3.3. Balanço de energia.....	24
4.3.4. Balanço de água no solo	31
4.3.5. Comparação da evapotranspiração por balanço de energia (Bowen) e balanço de água no solo (sondas TDR).....	33
4.4. CONCLUSÕES	37
4.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	38
4.6. APÊNDICE	44
4.6.1. Dados meteorológicos do INMET Cruz das Almas	44
4.6.2. Imagens da área experimental	51

CAPÍTULO I

**INTRODUÇÃO, REVISÃO DE
LITERATURA, OBJETIVOS
ESPECÍFICOS**

1.1. INTRODUÇÃO

Atualmente a estimativa de toda a água disponível no planeta sugere que 97,2% encontra-se nos oceanos e nos mares; constituindo assim o que conhecemos como águas salgadas. Assim sendo, 2,8% da água no planeta é classificada na categoria de águas doces e, desses, 0,01% vai para os rios, ficando disponível para uso. O restante está em geleiras, icebergs e em solos muito profundos.

Dentro dessas estimativas é muito importante a utilização racional desse recurso, no qual o mau aproveitamento causam grandes preocupações para a sociedade e governos; os reflexos da administração dos recursos hídricos crescem constantemente e potencializam ou colocam limites ao desenvolvimento econômico e social.

A demanda crescente de água a nível mundial, tem motivado a necessidade de utilizar este recurso de forma eficiente em todos os âmbitos, e em particular, na agricultura por ser o setor que mais consome água no Brasil. Por sua vez, as atividades agrícolas desempenham um papel de suma importância na economia dos países criando grandes benefícios econômicos e oferecendo a principal fonte de alimentos a suas populações. Por esse motivo os representantes governamentais devem se mostrar preocupados a dar assistência aos produtores agropecuários com fins de otimizar o uso da água enquanto maximiza a produção, conservando o recurso hídrico para as gerações futuras.

No Nordeste brasileiro, a conservação do recurso hídrico torna-se imprescindível devido boa parte do seu território apresentar problemas de escassez de água, cuja área geográfica encontra-se em quase sua totalidade dentro do polígono das secas, onde grande parte da sua população depende e vive da agropecuária de baixo nível tecnológico.

Nas condições tropicais, um dos principais fatores para o desempenho dos bovinos, por ser desenvolvido basicamente em pasto no Brasil, é a reduzida produção de forragem ao longo do ano, devido à variabilidade dos fatores ambientais para o crescimento, como água, radiação e temperatura (TEIXEIRA et al., 2011). Sendo as pastagens a base para alimentação desses animais, torna-se importante o conhecimento da influência dos fatores ambientais na produtividade final da lavoura a fim de traçar manejos mais adequados.

De acordo com último censo agropecuário Brasileiro, realizado em 2006 (IBGE, 2007), aponta que as pastagens se configuram na maior cultura agrícola do Brasil, ocupando uma área aproximada de 172,3 milhões de hectares, predominantemente espécies do gênero *Brachiaria*, devido a sua baixa exigência em fertilidade do solo, tolerância à acidez e alta produtividade de matéria seca (SILVA et al., 2011). Dentro desse gênero destaca-se no Nordeste brasileiro a espécie *Brachiaria decumbens* conhecida por sua resistência a seca (GOMES et al., 2015).

Não diferentemente de outras espécies o sucesso produtivo da *Brachiaria decumbens* depende de diversos fatores, especialmente informações sobre a necessidade hídrica. Como também, os estudos sobre as trocas de energia que ocorrem entre a planta e a atmosfera que são importantes para o entendimento dos processos que governam a interação entre a cultura e a atmosfera. Além do mais, a conhecida escassez de recursos hídricos na região da área em estudo obriga ao uso mais eficiente dos recursos naturais.

Nesse sentido, levando em conta a importância da cultura e a carência de informações sobre a necessidade hídrica da *Brachiaria decumbens*, bem como a escassez de informações sobre a interação da cultura com a atmosfera nas condições edafoclimáticas dos tabuleiros costeiros da região de Cruz das Almas, a presente pesquisa objetivou determinar a evapotranspiração pelos métodos do balanço de energia pela razão de Bowen, balanço de água no solo com uso de sondas TDR e via sensoriamento remoto pelo modelo METRIC na *Brachiria decumbens*, como também, informações sobre a interação da cultura com a atmosfera.

1.2. REVISÃO DE LITERATURA

1.2.1. *Brachiaria Decumbens*

Brachiaria é um gênero de capim contendo cerca de 100 espécies, principalmente da África (SOUZA et al., 2015). Algumas espécies têm grande importância como forragem e são usadas em todas as regiões tropicais e subtropicais do mundo (VALLE et al., 2009).

A *Brachiaria* pertencente à classe Liliopsida (plantas monocotiledôneas) e família *Poaceae*, antigamente denominava-se de *Gramineae*. Nativa da África equatorial precisamente da Região dos Grandes Lagos em Uganda.

As espécies do gênero *Brachiaria* mais utilizada no Brasil, para formação de pastagens, em ordem decrescente, são: *B. decumbens*, *B. Brizantha*, *B. humidicola*, *B. ruziziensis* (ALVIM et al., 2002).

A *Brachiaria decumbens* foi introduzida no Brasil em 1952, através da importação de germoplasma diretamente da África, sendo estudada, inicialmente pelo instituto IPEAN (Instituto de Pesquisas e Experimentação Agropecuária Norte) de Belém do Pará, sendo reproduzida em suas dependências (SERRÃO; SIMÃO NETO, 1971).

Devido a sua baixa exigência em fertilidade do solo, tolerância à acidez e alta produtividade de matéria seca (SILVA et al., 2011) adaptou-se muito bem as condições brasileiras. Atualmente a espécie largamente plantada no Nordeste brasileiro, é muito conhecida pela sua resistência à seca e sua boa adaptação a regiões úmidas (GOMES et al., 2015).

Segundo Brotel et al. (1987), observaram que, de 25 espécies de gramíneas forrageiras estudadas, a *Brachiaria decumbens* foi a que apresentou a melhor cobertura vegetal do solo. Além disso, segundo estudos de Carvalho et al. (1997), essa gramínea é tolerante ao sombreamento.

Em estudo realizado por Gomes et al (2015), estimando a evapotranspiração da *Brachiaria decumbens*, no município de São João/PE, em sequeiro, observou valores médios de $1,5 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ pelo método do balanço de energia – razão de Bowen.

Entretanto, as quantidades de informações sobre a necessidade hídrica ainda são escassas para a cultura da *Brachiaria decumbens* na região do tabuleiro costeiros da região de Cruz das Almas.

1.2.2. *Balanço de Energia pela Razão de Bowen (BERB)*

A quantificação dos componentes do balanço de energia (saldo de radiação, fluxo de calor no solo, fluxo de calor latente e sensível) permite dimensionar as trocas de massa e energia no sistema solo-planta-atmosfera, através do estudo da participação do saldo de radiação (R_n) nos diversos processos que ocorrem na cultura (FONTANA et al., 1991; LIMA et al., 2011).

O R_n é particionado em fluxos não-radiativos na superfície. Simplificando no sistema solo-planta-atmosfera ele é repartido entre os três principais processos: aquecimento do ar (H), aquecimento do solo (G) e evapotranspiração (LE), sendo os conhecimentos dos mesmos úteis para utilização eficiente das técnicas de irrigação (CUNHA et al., 2002). Há também a energia armazenada na copa das plantas (S) e a utilizada no processo fotossintético (P), as quais são difíceis de computar e possui baixa representatividade no saldo de radiação.

Uma técnica que merece destaque e que tem sido utilizada por vários pesquisadores para se fazer estimativa dos componentes do balanço de energia e também da evapotranspiração é o método da razão de Bowen, BERB (MEIRELLES et al., 2011; AZEVEDO et al., 2014; SHARMA et al., 2017). O método é relativamente confiável, baseia-se no conceito de Bowen (1926), permite resolver o balanço de energia a partir de uma equação simples medindo gradientes de temperatura do ar e pressão de vapor na camada próxima à superfície (ALLEN et al., 2011).

Em estudo realizado por Allen et al. (2011), os autores citam as vantagens e desvantagens do método BERB. As vantagens, segundo os autores, são há não necessidade de dados aerodinâmicos; medição simples de temperatura e pressão de vapor d'água e os fluxos baseados em gradientes são calculados em uma área de tamanho médio e automatizado. No entanto, apesar de ter inúmeras vantagens, as desvantagens são que a precisão da evapotranspiração depende substancialmente da representatividade e precisão de R_n e G; assumir que os coeficientes de transferência K_h e K_v são iguais (portanto, assume que as fontes de calor e vapor são horizontais e verticalmente semelhantes); numericamente instável quando H é perto de zero (no entanto, isso geralmente causa apenas pequenos problemas); requerimento de uma bordadura.

O método BERB apresenta certas suposições: condição de estabilidade na atmosfera, os transportes de vapor d'água e calor ocorra apenas em uma direção, a

vertical; e homogeneidade da superfície no tocante às fontes e sumidouros de calor, vapor d'água e momentum. Na aplicação do BERB considera-se o seguinte (ANGUS; WATTS, 1984; HEILMAN; BRITTIN, 1989; NIE et al., 1992): 1) admiti-se que os coeficientes de difusividade de calor (K_h) e difusividade de vapor d'água (K_v) são equivalentes, ou seja, a razão entre esses coeficientes deve ser igual a unidade, o que é válido apenas para condições de estabilidade atmosférica próximo à neutralidade. A igualdade desses coeficientes pode não ser válida em dosséis de florestas esparsas ou para culturas em fileiras que não atingiram por total a cobertura do solo (ALLEN et al., 2011). 2) as medidas de temperatura do ar e pressão de vapor d'água devem ser efetuadas dentro da camada limite superficial (vegetação-atmosfera), com ausência de gradientes horizontais, implicando na necessidade de uma bordadura (*fetch*) com extensão mínima de 100 vezes a altura da cultura. As pesquisas demonstraram que este método funciona bem em condições úmidas, o que não ocorre em condições secas (β alto e positivo) e na presença de advecção de energia (β negativo) (ANGUS; WATTS, 1984).

Segundo Perez et al. 1999, resultados seguros para obtenção da evapotranspiração depende da acurácia dos equipamentos para obtenção da razão de Bowen (β). Alguns requisitos devem ser tomados para demonstrar fielmente a área de amostragem. Payero et al. (2003), como forma de criar uma metodologia para atender os requisitos para análise dos dados de Bowen, publicou o trabalho guia de validação dos dados de razão de Bowen com uma metodologia de análise de dados de radiação líquida, fluxos turbulentos e requerimento de bordadura para análise dos dados.

1.2.3. Balanço de água no solo com uso de sondas TDR

O balanço de água no solo resulta da contabilização dos componentes de entrada e saída de água num volume de solo que englobe todo o sistema radicular da cultura durante determinado intervalo de tempo (SOUZA et al., 2015). O balanço de água no solo contempla todos os processos de retenção e condução de água no sistema solo-planta-atmosfera e considera-se um dos principais métodos utilizados para a determinação da evapotranspiração (SOUZA et al., 2013; SILVA et al., 2014; JANIK et al., 2015; SHARMA et al., 2017).

Pela superfície do solo tem-se a adição de precipitação (PE) e irrigação (IR), e as perdas por evapotranspiração da cultura (ET_c) e escoamento superficial (R). No plano da profundidade L , que deve estar situado abaixo da zona radicular, têm-se as perdas de água por drenagem profunda (D_p) e os ganhos por ascensão capilar (A_c). A contabilidade de todos os componentes do balanço afetará o armazenamento de água (A_z) na camada em estudo do solo. Quando as perdas são maiores que os ganhos, A_z diminui e, em caso contrário, A_z aumenta.

Usualmente, os processos mais estudados no balanço de água no solo são a evapotranspiração da cultura (ET_c) e o armazenamento de água (A_z). A ET_c para o conhecimento de quanto o sistema solo-planta perdeu da evapotranspiração em um determinado tempo e o A_z para saber a disponibilidade de água em um determinado instante (REICHARDT; TIMM, 2004), sendo que, a ET_c determina-se a partir da mudança de umidade do solo no período de tempo.

Diversos são os métodos para a determinação da umidade no solo, dentre eles, o gravimétrico, considerado o método direto padrão, e os métodos indiretos que estimam a partir de outras propriedades do solo, como por exemplo, as sondas de nêutrons, tensiômetros, resistência elétrica e reflectometria no domínio do tempo (TDR).

O método gravimétrico apresenta bons resultados e um custo baixo, porém quando usado como técnica laboratorial, mas para medidas no campo e transporte das amostras podem reduzir a precisão dos resultados e, ainda, para amostragens repetidas em uma área pequena, podem causar interferência no local em estudo (FIGUEIRÊDO, 2008). O uso de tensiômetros tem a vantagem de fácil construção e não necessitar de uma calibração, mas sua principal limitação é a necessidade de frequentes manutenções, já que ocorre acúmulo de ar na cavidade da cápsula porosa, por essa razão o tensiômetros não é recomendado para sistemas automatizados. O uso de sondas de nêutrons exige que haja um treinamento para o manuseio, principalmente pela presença de fontes radioativa, sendo necessários a observância e conhecimento de leis e normas que regulamentam e fiscalizam o uso. A utilização das sondas TDR possui vantagens, principalmente pela precisão, possibilitando múltiplas leituras e repetição das amostras sem que haja destruição (COELHO; OR, 1996), que se justifica como uma técnica cada vez mais importante para a adoção, em substituição a outros métodos.

A reflectometria no tempo (TDR) é uma técnica que consiste em medir o tempo (t) necessário para que o pulso eletromagnético se propague por meio de um cabo coaxial de impedância constante (50Ω) até chegar a uma haste de transmissão paralela de metal (sonda), no final do cabo, cravada no solo (ANDRADE JÚNIOR et al., 2013). Este tempo de percurso está relacionado com a constante dielétrica média (k) do meio no qual a sonda guia é inserida.

Quanto maior este tempo de deslocamento, maior a constante dielétrica aparente k , conforme a equação, no qual c é a velocidade da luz, aproximadamente $29,9977 \text{ cm}\cdot\text{ns}^{-1}$ e L é o comprimento da haste.

$$k = \left[\frac{c \times t}{2L} \right]^2$$

Como a água tem constante dielétrica (81), bem maior que os materiais do solo (3 a 5) e o ar (1) (WANG, 1980), conseqüentemente quanto maior o conteúdo de água no solo, maior é a constante dielétrica. A grande diferença do valor da constante dielétrica da água em relação aos materiais do solo permite a sua determinação através desta técnica, uma vez que a maior parte do efeito do retardamento do pulso na antena é decorrente do conteúdo de água do solo (TOMMASELLI; BACCHI, 2001).

No solo, a constante k medida no sistema (ar-solo-água) é denominada de constante dielétrica aparente (k_a), a diferença no valor k_a com a presença de água no sistema, estabelece a determinação da umidade volumétrica do solo de forma indireta (ANDRADE JÚNIOR et al., 2013).

Apesar da técnica TDR ser amplamente utilizada para obtenção do balanço de água no solo (SOUZA et al., 2013; MOREIRA et al., 2014; SILVA et al., 2014; MORAES et al. 2015 ;SOUZA et al., 2016), Allen et al. (2011) adverte possíveis erros que estão associados a estimativa via balanço de água no solo, como: grande variabilidade espacial e vertical da densidade aparente e água, mantendo as características do solo de modo que as medições discretas não representam o volume integrado de solo e/ou a raiz completa; Erros na medição de precipitação e irrigação; Molhamento espacial diferencial do solo devido à variação espacial local de irrigação ou precipitação; Possíveis perdas por percolação profunda ou ganhos por aumento capilar; a possível necessidade de calibração de sensores para o tipo de solo, densidade e profundidade (EVETT et al., 2006)

Entretanto, Allen et al. (2011) afirma a adoção de um modelo de simulação de equilíbrio de água do solo confiável pode ser útil para identificar e superar a maioria

das dificuldades citada acima na estimativa da evapotranspiração de observações de água do solo, fornecendo meios comparativos para estimar o comportamento da água do solo ao longo do tempo. Além disso, os resultados de um modelo calibrado podem fornecer suporte para programação de irrigação e estimativa de fluxos profundos.

1.2.4. *Evapotranspiração de referência*

A evapotranspiração é um termo bastante estudado devido a sua importância, qual seja a estimativa do consumo de água pelas plantas. A primeira citação foi efetuada por Thornthwaite, 1948, em que o mesmo, afirma que o fenômeno chamado de evapotranspiração potencial, é considerado como: a perda máxima de água em uma superfície de solo bem umedecido, completamente coberta com vegetação, em fase de desenvolvimento ativo e com dimensões suficientemente grandes, de modo a minimizar os efeitos de energia advectiva local. Se algumas dessas condições não forem atendidas, tem-se a evapotranspiração real. Na mesma época, Penman (1948) estudando a evapotranspiração, definiu evapotranspiração potencial como sendo a evapotranspiração que ocorre quando tem-se uma vegetação rasteira e com altura uniforme.

Esses termos foram bastante utilizados por muito tempo, até que tornou-se imprescindível o uso de um termo mais geral, surgiu assim, a definição de evapotranspiração de referência (ET_o). Desse modo ET_o foi definida no Boletim 24 da FAO como: “taxa de evapotranspiração para uma extensa superfície, com cobertura gramada de altura uniforme, entre 8 e 15cm, em crescimento ativo, com o solo completamente sombreado e sem limitação de água (DOORENBOS; PRUITT., 1977; JENSEN et al., 1990; AL-GHOBARI, 2000). Este boletim descrevia a estimativa de evapotranspiração de referencia (ET_o) por quatro métodos: 1) balanço de radiação; 2) Blaney-Criddle; 3) Penmam e 4) tanque de evaporação, e tinha como finalidade de atender as diversas necessidades do usuário para diferentes disponibilidades de dados.

Publicado por Doorenbos e Pruitt (1977), o Manual 24 da FAO, teve como objetivo a orientação em relação à determinação do requerimento de água pelas culturas. Os autores recomendaram o cálculo da evapotranspiração em três etapas: 1) Determinação do efeito do clima no requerimento de água pelas culturas (ET_o), 2) O efeito das características da cultura no requerimento de água (K_c) e 3) os efeitos

das condições locais e práticas agrícolas no requerimento de água pelas culturas, área cultivada, disponibilidade água, salinidade, manejo da cultura, método de irrigação.

Como forma de fazer uma revisão, Allen et al., 2006 no boletim 56 recomenda o uso da equação FAO Penman-Monteith, como o método padrão para estimar a ETo para uma cultura hipotética com altura média de 0,12 m, com uma resistência à superfície de $70 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ e albedo de 0,23 por apresentar os melhores resultados em comparação com estudos feitos com o uso de lisímetros de precisão nas diversas condições climáticas.

1.2.5. Estimativa da evapotranspiração via sensoriamento remoto

Informações sobre o consumo de água em grandes áreas e particularmente em áreas agrícolas irrigadas são importantes para o planejamento de recursos hídricos, mitigação de impactos fluxo de água reduzido, gestão de direitos de água e regulação da água (ALLEN et al., 2011).

Entre diversos métodos existentes em determinar o consumo hídrico, nos últimos tempos, a estimativa via sensoriamento remoto tem sido amplamente estudada. Segundo Allen et al. (2011), os métodos que determinam a evapotranspiração a partir de imagens de satélite apresentam as vantagens de possibilitar a análise da variação espacial, como também de apresentarem menor custo, em comparação aos métodos pontuais de campo. No entanto, os mesmos autores advertem sobre os *pixels* em áreas de vegetação esparsa, podem ser na verdade uma mistura de diferentes tipos vegetais, tornando a interpretação difícil. Outro fato a ser observado nos satélites, é a resolução temporal que muitas vezes é baixa, causando lacunas nas estimativas dos parâmetros. Como também, a necessidade de imagens sem a presença de nuvens, tornando em alguns locais o método inviável.

Atualmente existem duas linhas de pesquisa principais para determinação da evapotranspiração via sensoriamento remoto, balanço de água no solo e por outro lado o balanço de energia (GONZALEZ-PIQUERAS et al., 2015). No primeiro, os dados de sensoriamento remoto utilizam-se da cobertura vegetal através da determinação de parâmetros biofísicos, principalmente os coeficientes de cultivo (K_c) e a fração de cobertura. Esse modelo utiliza dados meteorológicos para determinar a evapotranspiração de referencia (ETo) e combina com o coeficiente de cultivo

ajustado pela disponibilidade de água no solo e estima a evapotranspiração da cultura, ETc (ALLEN et al., 2006).

Enquanto isso, os modelos do balanço de energia são distinguidos em dois tipos: uma fonte (ALLEN et al, 2007; PAÇO et al., 2014) ou duas fontes (NORMAN et al., 1995; SÁNCHEZ et al., 2008). Esses modelos são baseados no balanço de energia e determinar o LE do seu resíduo, uma vez estimado saldo de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G) e fluxo de calor sensível (H).

Entre os modelos baseados de uma fonte, o modelo Mapping Evapotranspiration High Resolution and with Internalized Calibration (METRIC) vem sendo utilizado com êxito por diversos autores (ALLEN et al., 2007; PAÇO et al., 2014; GONZÁLEZ-PIQUERAS et al., 2015). Esse modelo é baseado na calibração por modelar o inverso de condições extremas (BASTIAANSEN et al., 1998). Isto significa que a partir de dois pontos que definem as condições extremas de evapotranspiração na imagem (o estado de conservação dos valores e o cultivo de referência do corpo de água) podem calibrar o modelo e escalar os valores dos fluidos entre estes extremos (GONZÁLEZ-PIQUERAS et al., 2015).

O METRIC tem como fundamentação, princípios e técnicas utilizadas pelo SEBAL, modelo desenvolvido na Holanda e aplicado em todo o mundo, proposto por Bastiaanssen (1998), que utiliza o método residual da equação do balanço de energia para estimar a evapotranspiração com auxílio de sete bandas e a banda termal do satélite Landsat, e de alguns elementos meteorológicos de uma plataforma de coleta de dados.

A principal diferença que há entre os métodos SEBAL e o METRIC reside na escolha dos *pixels* frio e nos cálculos relacionados aos pixels frio e quente. No METRIC, o *pixel* frio seleciona-se em uma área agricultável, com pleno desenvolvimento, bem suprida de água e com características biofísicas similares a cultura de referência (alfafa; ET_r), a partir da equação $LE = 1,05 \times ET_r$, a partir de uma compensação para os efeitos advectivos. Para o método SEBAL, o *pixel* frio se considera como $LE = R_n - G$.

Outra importante diferença entre os métodos é a forma de extrapolação da evapotranspiração instantânea para valores diários ou sazonais. No SEBAL, a extrapolação é baseada na fração evaporativa FE estimada por $LE / (R_n - G)$. No METRIC, ela é baseada na fração de evapotranspiração de referência, ET_rF , sendo dada pela razão entre a evapotranspiração instantânea e a evapotranspiração de

referência (alfafa), estimada com dados de estação meteorológica para a data de aquisição da imagem (UDA, 2016).

1.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Calibração dos sensores de umidade para obtenção da umidade do solo;
- Aplicação de diretrizes para análise de dados do sistema de razão de Bowen;
- Estimativa dos componentes do balanço de radiação e a partição do saldo de energia em seus componentes de fluxo de calor latente (LE), de calor sensível (H) e de calor no solo (G);
- Determinação dos componentes do balanço de água no solo;
- Estimativa da evapotranspiração (ETc) da *Brachiaria decumbens* pela balanço de energia pela razão de Bowen e balanço hidrico a partir do monitoramento da umidade com uso de sondas TDR;
- Aplicação do modelo METRIC para obtenção dos fluxos instantâneos do balanço de energia e estimativa da evapotranspiração diária via sensoriamento remoto;

1.4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AL-GHOBARI, H. M. Estimation of reference evapotranspiration for southern region of Saudi Arabia. **Irrigation Science**, v.19, n.2, p 81-86, 2000.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; HOWEL, T. A.; JENSEN, M. E. Evapotranspiration information reporting: II. Recommended documentation. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 98, p. 921-929, 2011.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH. Evapotranspiration del cultivo: guias para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Roma: FAO, 2006, 298p. (FAO, Estudio Riego e Drenaje Paper, 56).

ALLEN, R. G., TASUMI, M., TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, p.380-394, 2007.

ALVIM, M. J.; BROTEL, M. A.; XAIVER, D. F. As principais espécies de *Brachiaria* utilizadas no país. Juiz de Fora: Embrapa Gado de corte, 2002. 4 p. (Embrapa Gado de corte, Circular Técnica, 22).

ANDRADE JÚNIOR, A. S.; SILVA, C. R.; COELHO, E. F. Monitoramento do teor de água no solo. In: NETTO, A. O. A.; BASTOS, E. A. (Eds.). *Princípios agronômicos da irrigação*. Brasília: Embrapa, p. 42-45, 2013.

ANGUS, D. E.; WATTS, P. J. Evapotranspiration How good is the Bowen ratio method. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 8, p. 133-150, 1984.

AZEVEDO, P. V.; SABOYA; L. M. F.; NETO, J. D.; OLIVEIRA, F. S.; BEZERRA, J. R. C.; FARIAS, C. H. A. Disponibilidade energética para a cultura da cana-de-açúcar nos tabuleiros costeiros do estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.18, n.10, p.1031–1038, 2014.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, n.1-4, p. 198-212, 1998.

BROTEL, M. A.; ALVIM, M. J.; MOZZER, O. L. Avaliação agrônômica de gramíneas forrageiras sob pastejo. *Pesquisa agropecuária Brasileira*, v. 22, n. 9/10, p. 1019-1025, 1987.

BOWEN, I. S. The ration of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Physical Review**, New York, v. 27, p. 779-787. 1926.

CARVALHO, M. M.; SILVA, J. L. O.; CAMPOS JÚNIOR, B. A. Produção de matéria seca e composição mineral da forragem de seis gramíneas tropicais estabelecidas em sub-bosque de angico-vermelho. *Revista Brasileira de Zootecnia*, v. 26, n. 2, p. 213-218, 1997.

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

CUNHA, A. R.; ESCOBEDO, J. F.; KLOSOWSKI, E. S. Estimativa do fluxo de calor latente pelo balanço de energia em cultivo protegido de pimentão. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 37, n. 6, p. 735-743, 2002.

DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. **Guidelines for predicting crop water requirements**. 2. ed. Rome: FAO, 1977. 179p. (FAO. Irrigation and Drainage Paper, 24).

EVETT, S. R.; TOLK, J. A.; HOWELL, T. A., Soil profile water content determination:sensor accuracy, axial response, calibration, temperature dependence, and precision. **Vadose Zone Journal**, v.5, n. 3, p. 894-907, 2006.

FIGUEIRÊDO, V. B. Evapotranspiração, crescimento e produção da melancia e melão irrigados com águas de diferentes salinidades. 2008. 104 f. Tese (Doutorado) -

Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências Agronômicas de Botucatu, 2008.

FONTANA, D. C.; BERLATO, M. A.; BERGAMASCHI, H. Balanço de energia em soja irrigada e não irrigada. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 26, n. 03, p. 403-410, 1991.

GONZÁLEZ-PIQUERAS, J.; VILLODRE, J.; CAMPOS, I; CALERA, A.; C, BALBONTÍN. Seguimiento de Los Flujos de Calor Sensible Y Calor Latente En Vid Mediante La Aplicación Del Balance de Energía METRIC. **Revista de Teledetección**, v. 43, p. 43–54, 2015.

GOMES, C. A.; LIMA, J. R. S., ANTONINO, A. C. D.; SOARES, W. A.; SOUZA, E. S.; RIBEIRO, A. A., ALVES, E. M., MACHADO, C. B.; FIRMINO, F. H. T. Medição e Simulação dos Fluxos de Energia e Evapotranspiração em Solo Cultivado com *Brachiaria decumbens* na Microrregião de Garanhuns-PE. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 8(2), p. 365-376, 2015.

HEILMAN, J. L.; BRITTIN, C. L.; NEALE, C. M. U. Fetch requirements for Bowen ratio measurements of latent and sensible heat fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 71, n. 1, p. 99-114, 1989.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA e ESTATÍSTICA. Censo Agropecuário 2006. Brasília: IBGE, 2007. Disponível em: www.ibge.gov.br Acesso em: 23/10/2014

JANIK, G.; WOLSKI, K.; DANIEL, A.; ALBERT, M.; SKIERUCHA, W.; WILCKEZ, A.; SZYSZKOWSKI, P.; WALCZAK, A. **The Scientific World Journal**, v. 2015, p. 1-11, 2015.

JENSEN, M. W.; BURMAN, R. D.; ALLEN, R. G. et al. Evapotranspiration and irrigation water requirements. **American Society of Civil Engineers**, 1990. 329p. (ASCE. Manual and Reports on Engineering Practices, 70).

LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; LIRA, C. A. B. O.; SOUZA, E. S.; SILVA, I. F. Balanço de energia e evapotranspiração de feijão caupi sob condições de sequeiro. *Revista Ciência Agronômica*, v. 42, n. 1, p. 65-74, 2011.

MEIRELLES, M. L.; FRANCO, A. C.; FARIAS, S. E. M.; BRACHO, R. Evapotranspiration and plant-atmospheric coupling in a *Brachiaria brizantha* pasture in the Brazilian savannah region. ***Grass and Forage Science***, v. 66, p. 206-213, 2011.

MORAES, J. G.; MARCIANO, C. R.; AMARAL, C. O.; SOUSA, E. F.; MARINHO, C. S. Balanço hídrico e coeficiente de cultura da laranjeira 'Folha Murcha' no Noroeste Fluminense. ***Revista Ciência Agronômica***, v. 46, n. 2, p. 241-249, 2015

MOREIRA, B. M.; LIBARDI P. L.; SALVADOR, M. M. S.; SOUSA, H. H. F. S. Análise espaço-temporal de componentes do balanço hídrico em um latossolo. ***Revista Brasileira de Ciência do Solo***, v. 38, p. 60-72, 2014.

NIE, D.; FLITCROFT, I.D.; KANEMASU, E.T. Performance of Bowen ratio systems on a slope. ***Agricultural and Forest Meteorology***, Amsterdam, v.59, n.3-4, p.165-81, 1992.

NORMAN, J. M.; KUSTAS, W. P.; HUMES, K. S. Source Approach for Estimating Soil and Vegetation Energy Fluxes in Observations of Directional Radiometric Surface Temperature. ***Agricultural and Forest Meteorology***, v. 77, n. 3-4, p. 263-293, 1995.

PAÇO, T. A.; PÔÇAS, I.; CUNHA, M.; SILVESTRE, J. C.; SANTOS, F. L.; PAREDES, P.; PEREIRA, L. S. Evapotranspiration and crop coefficients for a super intensive olive orchard. An application of SIMDualKc and METRIC models using ground and satellite observations. ***Journal of Hydrology***, v. 519, p. 2067-2080, 2014.

PAYERO, J. O. C.; NEALE, M. U.; WRIGHT, J. L; ALLEN, R. G. Guidelines for validating Bowen ratio data. ***American Society of Agricultural Engineers***, v. 46, n. 4, p. 1051-1060, 2003.

PENMAN, H.L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings of the Royal Society of London**. v.A193, p.120-146, 1948.

PEREZ, P. J; CASTELLVI, F.; IBÁÑEZ, M.; ROSELL, J. I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.97, p.141-150, 1999.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Editora Manole LTDA, 478p. 2004.

SÁNCHEZ, J. M.; KUSTAS, W. P.; CASELLES, V.; ANDERSON, M. C. Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, p. 1130-1143, 2008.

SÁNCHEZ, J. M., LÓPEZ-URREA, R., RUBIO, E., GONZÁLEZ-PIQUERAS, J., CASELLES, V. Assessing crop coefficients of sunflower and canola using two-source energy balance and thermal radiometry. **Agricultural Water Management**, v. 137, p. 23-29, 2014.

SERRÃO, E. A. D.; SIMÃO NETO, M. Informações sobre duas espécies de gramíneas forrageiras do gênero *Brachiaria* na Amazônia: *B. decumbens* Stapf e *B. ruziziensis* Germain et Evrard. Belém, Instituto de Pesquisa e Experimentação Agropecuária do Norte, 1971. 31p. (IPEAN. Série: Estudos sobre forrageiras na Amazônia, v.2., n.1).

SHARMA. H.; SHUKLA, M. K.; BOSLAND, P. W.; STEINER, R. Soil moisture sensor calibration, actual evapotranspiration, and crop coefficients for drip irrigated greenhouse chile peppers. **Agricultural Water Management**, v. 179, p. 81-91, 2017.

SILVA, R. A. B.; LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; GONDIM, P. S. S.; SOUZA, E. S.; BARROS JÚNIOR, G. Balanço hídrico em Neossolo Regolítico cultivado com braquiária (*Brachiaria decumbens* Stapf). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.38, p.147-157, 2014.

SILVA, T. C.; MACEDO, C. H. O.; ARAÚJO, S. S.; PINHO, R. M. A.; PERAZZO, A. F.; SANTOS, E. M.; GONZAGA NETO, S. Características agronômicas do capim *Brachiaria decumbens* submetido a intensidades e frequências de corte e adubação nitrogenada. **Revista Brasileira de Saúde e Produção Animal**. v. 12, p. 583-593, 2011.

SOUZA, C.; ANDRADE, A. P.; LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; SOUZA, E. S.; SILVA, I. F. Balanço hídrico da cultura da mamona sob condições de sequeiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 17, p. 3-10, 2013.

SOUZA, J. L. M.; FEZER, K. F.; GURSKI, B. G.; JERSZURKI, D., PACHECHENIK, P. E. Soil water balance in different densities of *Pinus taeda* in Southern Brazil. **Acta Scientiarum**, v. 38, n. 2, p. 265-271, 2016.

SOUZA, R. M. S.; SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D.; LIMA, J. R. S. Balanço hídrico em área de pastagem no semiárido pernambucano. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.19, n.5, p. 449–455, 2015.

TEIXEIRA, F. A.; BONOMO, P.; PIRES, A. J. V.; SILVA, F. F.; MARTINS, G. C. F. CARDOSO, E. O. Características estruturais de pastos de *Brachiaria decumbens* diferidos por 140 dias e estratégias de adubação nitrogenada. **Acta Scientiarum. Animal Sciences**, v. 33, n. 4, p. 333-339, 2011.

THORNTON, C.W. Na approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, v.38, p.55-94, 1948.

TOMMASELLI, J. T. G.; BACCHI, O. O. S. Calibração de um equipamento de TDR para medida de umidade de solos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. v. 36, n. 9, 2001.

UDA, P. K. Evapotranspiração real da bacia do Rio Iguaçu por meio do modelo METRIC. 2016. 178 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Santa Catarina, 2016.

VALLE, C. B.; JANK, L.; RESENDE, R. M. S. O melhoramento de forrageiras tropicais no Brasil. **Revista Ceres**, v. 56, n. 4, p. 460-472, 2009.

WANG, J.R. The dielectric properties of soil-water mixtures at microwave frequencies. **Radio Science**. v. 15 p. 977-985, 1980.

CAPÍTULO II

**CALIBRAÇÃO DE DOIS SENSORES
UTILIZANDO A REFLECTOMETRIA
NO DOMÍNIO DO TEMPO (TDR) PARA
OBTENÇÃO DA UMIDADE DO SOLO**

CALIBRAÇÃO DE DOIS SENSORES UTILIZANDO A REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO (TDR) PARA OBTENÇÃO DA UMIDADE DO SOLO

Autor: João Guilherme Araújo Lima

Orientador: Aureo Silva de Oliveira

RESUMO: A técnica da reflectometria no domínio do tempo é uma importante ferramenta para informações do teor de água no solo. No entanto, para o uso de sensores que utilizam a reflectometria no domínio do tempo é necessária uma calibração específica para cada tipo de solo, já que calibração fornecida frequentemente pelos fabricantes são para diferentes proporções de porosidade, minerais, orgânicos e salinos ou substratos. Objetivou-se com este estudo, comparar com as equações sugeridas pelo fabricante e proposta na literatura e calibrar dois sensores para obtenção da umidade, quais sejam: sondas TDR artesanais e CS 616. As sondas TDR artesanais foram calibradas para as camadas: 0-20, 20-40, 40-60, 60-80, 80-100, 100-120, 120-140 cm. O CS 616 foi calibrado para a camada superficial com três repetições. Os resultados nesta pesquisa confirmam a necessidade de uma calibração específica para cada tipo de solo quando há necessidade de uma determinação precisa para as sondas TDR artesanais e os sensores CS 616. O modelo da equação polinomial cúbica proposta foi a melhor que se adequou na medição da umidade volumétrica do solo para as sondas TDR artesanais. As equações na literatura possuem limitações na estimativa da umidade volumétricas em solos. As equações sugeridas pelo fabricante superestimaram os valores de umidade gravimétrica, já para a equação proposta na literatura os valores de umidade foram superestimados, exceto próxima à saturação do solo.

Palavras-Chave: conteúdo de água no solo, propriedades dielétricas, instrumento de medição

CALIBRATION OF TWO SENSORS USED TIME DOMAIN REFLECTOMETRY (TDR) TO OBTAIN THE SOIL MOISTURE

Author: João Guilherme Araújo Lima

Adviser: Aureo Silva de Oliveira

ABSTRACT: The time domain reflectometry technique is an important tool for information on non-soil water content. However, for the use of sensors that use a time-domain reflector and a normal shape for each type of soil, since the calibration is the most difficult, for example, by models, by minerals, organic and saline or by substrates. The objective of this study was to compare the following equations suggested by the manufacturer and the proposal in the literature and to calibrate two sensors to obtain humidity, probes: TDR hand-operated probes and CS 616. As TDR hand-held probes were calibrated for the layers: 0-20, 20-40, 40-60, 60-80, 80-100, 100-120, 120-140 cm. The CS 616 was calibrated to the surface layer with three replicates. The results in this research confirm the need for a specific calibration for each type of soil, when the need for a precise measurement for the hand-held TDR probes and the CS 616 sensors. The model of the cubic polynomial equation proposed for a better quality of fit in the volumetric soil moisture measurement for TDR handheld probes. As equations in the literature, an estimation of a volumetric unit in soils is necessary. The equations suggested by the manufacturer overestimated the values of a gravimetric unit, already for an equation proposed in the literature of the overestimated moisture values, except close to the saturation of the soil.

Keywords: Soil water content, dielectric properties, measuring instruments

2.1. INTRODUÇÃO

O conhecimento do conteúdo de água no perfil do solo é indispensável para qualquer estudo que envolva as propriedades do sistema solo-água-planta (SANT'ANA et al., 2012). Para a obtenção do conteúdo de água no solo, existem métodos diretos e indiretos.

Os métodos diretos ocorrem por meio da coleta de amostra de solo. Gubiano et al. (2015), caracterizam estes métodos como difíceis e destrutivos, impossibilitando estudos detalhados sobre a dinâmica da água no solo. Por outro lado, os métodos indiretos caracterizam-se por serem não destrutivos, são em sua grande maioria, automatizados e fornecem medidas detalhadas do conteúdo de água no solo, no espaço e no tempo a partir da temperatura, neutralização térmica, resistência elétrica, capacitância, espectrometria e reflectometria no domínio do tempo.

Dentre os métodos indiretos, a utilização de reflectometria no domínio do tempo (TDR) difundiu-se e forneceu contribuições importantes para estudos do sistema solo-água-planta (ZANETTI et al., 2015). Permitindo a avaliação da umidade do solo (CALAMITA et al., 2012; GRAEFF et al., 2010; ZEHE et al., 2010), condutividade (MORET-FERNÁNDEZ et al., 2012; SKIERUCHA et al., 2012), estimativas da evapotranspiração da cultura (SCHELDE et al., 2011; SHARMA et al., 2016) e análise do movimento de água e solutos em solos (KULASEKERA et al., 2011; SOUZA; FOLEGATTI, 2010). A TDR determina a constante dielétrica do solo (k_a) medindo o tempo de ida e volta de ondas eletromagnéticas propagadas através de uma sonda de guia de ondas (CAI et al., 2017). A k_a é obtida a partir da equação: $k_a = (ct/2L)^2$, em que: c é a velocidade da luz, aproximadamente $29,9977 \text{ cm}\cdot\text{ns}^{-1}$; t é o tempo (ns) de ida e volta; e L é o comprimento da sonda de guia de onda (cm).

A TDR são particularmente vantajosas porque: (a) – não utilizam radiações ionizantes e podem ser empregadas perto da superfície do solo, em contraste com o espalhamento de nêutrons e radiação gama técnicas de atenuação, (b) – são consideradas não invasivas (em contraste com o método gravimétrico) (c) – permitem monitoramento e registro contínuo da umidade do solo a partir de condições praticamente secas até saturadas, e (d) – TDR podem ser aplicadas na maioria dos tipos de solo e substratos de crescimento de plantas (VAZ et al., 2013). No entanto, para o uso dos sensores que usam a constante dielétrica é necessária uma calibração

específica para o solo em estudo, já que calibrações fornecidas pelos fabricantes são frequentemente fornecidas para diferentes proporções de porosidades, minerais, orgânicos e salinos ou substratos. Modelos empíricos que relacionam o volume de água no solo pelo método gravimétrico com a k_a são práticos (KAISER et al., 2010), porém esses modelos têm sua aplicabilidade limitada às condições no qual foi desenvolvido, e podem, eventualmente, ajustar-se a outros dados com condições semelhantes. Contudo, tais modelos são simples de estabelecer e já foram amplamente empregados por diversos autores com bons resultados (KAISER et al., 2010; SANTOS et al., 2010; VAZ et al., 2013; GUBIANI et al., 2015; SHARMA et al., 2016).

Diante do exposto, objetivou-se com este estudo, avaliar modelos propostos por fabricantes e na literatura quanto a obtenção da umidade do solo para um latossolo amarelo para os sensores sondas TDR artesanais e CS 616, bem como a calibração dos sensores para obtenção da umidade.

2.2. MATERIAL E MÉTODOS

2.2.1. Área de estudo

O solo analisado foi um argissolo amarelo, cultivado com *Bracchiaria decumbens*, na Universidade Federal do Recôncavo da Bahia (UFRB), localizada no município de Cruz das Almas/BA, cujas coordenadas geográficas são: 12° 44' 39" S, 39° 06' 23" O e altitude de 225 m acima do nível médio do mar.

Foi feita calibração das sondas TDR artesanais acopladas ao TDR 100 (Campbell Scientific. Inc., Logan, Utah, USA) e dos sensores de umidade CS616 (Campbell Scientific. Inc., Logan, Utah, USA) conforme características abaixo especificadas (Tabela 1).

Tabela 1. Características dos sensores avaliados da sonda TDR e CS616.

Sensor	Quantidade	*c (m)	*n	*L (cm)	*v (cm ³)
Sonda TDR	7	8	3	13,5	745,34
CS 616	3	15	2	30	9600

*c – Comprimento do cabo, *n – Número de hastes, *L – Comprimento da haste, *v – Volume da amostra de solo.

Observa-se na Tabela 2, a composição granulométrica e densidade aparente para cada camada: 0-20, 20-40, 40-60, 60-80, 80-100, 100-120 e 120-140 cm.

Tabela 2. Composição granulométrica e densidade do solo para as camadas de solo na área de *Brachiaria decumbens* nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.

Camada (cm)	Composição granulométrica (g·kg ⁻¹)			Ds (g·cm ⁻³)
	Areia	Silte	Argila	
0-20	882	17	101	1,64
20-40	800	62	138	1,67
40-60	738	82	180	1,62
60-80	670	75	255	1,56
80-100	620	55	325	1,58
100-120	575	55	370	1,48
120-140	536	54	410	1,53

2.2.2. Construção e Calibração das Sondas TDR

A construção das sondas TDR foi realizada em laboratório, utilizando um comprimento de haste de 13,5 cm, sendo 10 cm fora da resina, espaçadas 1,7 cm com cabos coaxiais de 50 ohms e oito metros de comprimento.

Na calibração foram utilizadas sete sondas artesanais conectadas a um TDR 100 com uso do *software* PC-TDR (Campbell Scientific. Inc., Logan, Utah, USA), no período entre 12/07/2016 e 11/08/2016. A mesma foi realizada a partir de amostras indeformadas, para representar o máximo possível às condições de campo. Foram coletadas sete amostras separadamente nas camadas 0-20; 20-40; 40-60; 60-80; 80-100; 100-120; 120-140 cm, e acondicionadas em tubos de PVC.

As amostras foram levadas ao laboratório envolvidas em filtro de algodão para evitar perdas de solo e posteriormente foram saturadas por 24h. Após a saturação, as sondas foram instaladas na posição diagonal e o conjunto foi colocado em uma balança de precisão (Figura 1A). Foram realizadas medidas simultâneas da k_a (Figura 1B) e da massa da amostra em balança de precisão, até o momento em que o solo ficou totalmente seco.

A princípio, as leituras foram realizadas em um curto intervalo de tempo. À medida que ocorria a redução da percolação, as leituras foram realizadas em um maior intervalo de tempo. Quando a umidade do conjunto tubo – solo – sonda – tela tornou-se pouco variável, o conjunto foi levado para uma estufa a 105 °C, a fim de acelerar o processo de secamento.

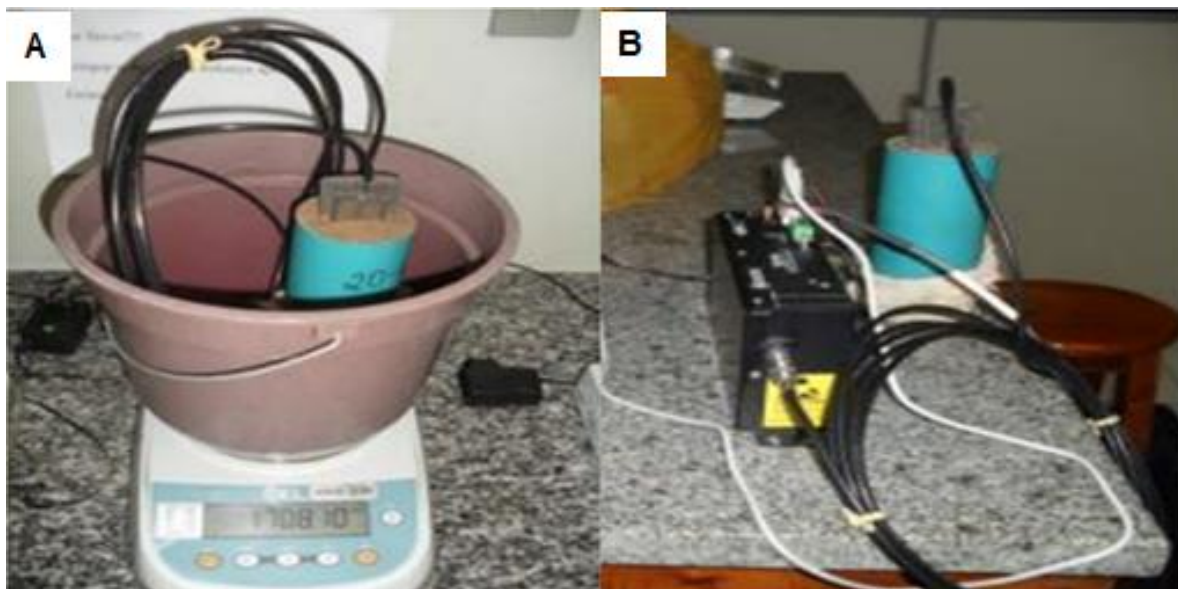


Figura 1. Pesagem das amostras em uma balança de precisão (A) e leitura da constante dielétrica (B).

Os valores de umidade volumétrica referentes a cada uma das pesagens do conjunto foram calculados através da Equação 1:

$$\theta_v = \left(\frac{M_1 - M_2}{V} \right) \quad (1)$$

Em que: θ_v é a umidade volumétrica do solo ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$); M_1 é a massa do conjunto tubo – solo – sonda – tela (g); M_2 é a massa seca do solo no conjunto tubo – solo – sonda – tela (g) e V é o volume do solo (cm^3).

Antes da calibração, os dados foram comparados com as equações de Topp et al. (1980) e Ledieu et al. (1986), que são consideradas universais, a partir das equações 2 e 3, respectivamente:

$$\theta = 0,000004 ka^3 - 0,00055 ka^2 + 0,0292 ka - 0,053 \quad (2)$$

$$\theta = 5,67 ka - 17,58 \quad (3)$$

Em que: ka é a constante dielétrica aparente (adimensional).

Partindo do conhecimento que a umidade é proporcional a ka , foram realizadas regressões polinomial de terceiro grau para estimar a umidade a partir da ka , e comparados os resultados da calibração com as equações de Topp et al. (1980) e

Ledieu et al. (1986), que são consideradas universais, a partir das equações 2 e 3, respectivamente:

$$\theta = 0,000004 ka^3 - 0,00055 ka^2 + 0,0292 ka - 0,053 \quad (2)$$

$$\theta = 5,67 ka - 17,58 \quad (3)$$

Em que: ka é a constante dielétrica aparente (adimensional).

2.2.3. Calibração do CS 616

O sensor CS616 possui duas hastes de 30 cm de comprimento, 0,32 cm de diâmetro e distanciados 3,2 cm. A frequência do sinal é de aproximadamente 70 MHz no ar e 24 MHz em água. A saída do sensor é uma onda aproximadamente de $\pm 0,7$ V, e uma instrução específica é implementada pela empresa *Campbell Scientific* (Campbell Scientific. Inc., Logan, Utah, USA) para medir o tempo de saída e convertê-lo em água por meio da equação do fabricante.

A calibração dos sensores CS616 (Campbell Scientific. Inc., Logan, Utah, USA) foi realizada em casa de vegetação, de 21/12/2016 a 08/01/2017, conectados a um *datalogger* CR1000 (Campbell Scientific. Inc., Logan, Utah, USA) para armazenamento dos dados. Foram retiradas três amostras indeformadas (Figura 2A e Figura 2B) do solo próxima a superfície, acondicionada em “containers” de aço galvanizado com dimensões de 40x20x12 cm, totalizando um volume de 9600 cm³, e perfurados nas faces laterais e inferiores, para permitir a drenagem do excesso de água, e envolvidos em filtros de algodão para evitar perdas de solo e posteriormente saturados por 24 horas.

Após saturação, os sensores CS616 foram introduzidos nos “containers”, de maneira que as antenas não se aproximassem das faces, evitando com que as leituras fossem influenciadas. Subsequentemente, foram realizadas medidas simultâneas do tempo de percurso da onda eletromagnética e da massa da amostra em balança de precisão, até o momento em que o solo atingisse a umidade de equilíbrio higroscópico com o ar atmosférico. Uma amostra de solo de cada “container” foi coletada após a última leitura para avaliar a umidade residual.



Figura 2. Coleta do solo para calibração dos sensores CS616 (A e B), na área experimental de *Brachiaria decumbens*.

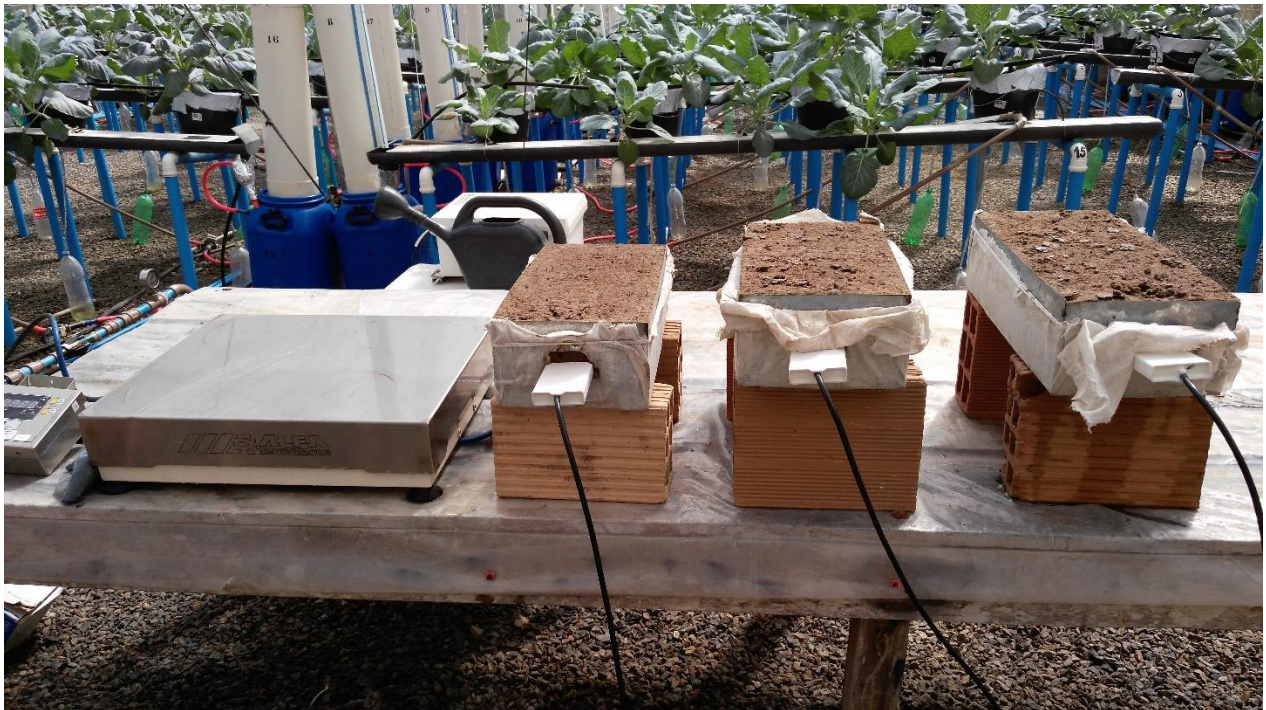


Figura 3. Sensores CS616 introduzidos nos “containers” para calibração do solo.

Antes da calibração, os dados obtidos a partir umidade volumétrica obtida por gravimetria foram comparados aos modelos propostos pelo fabricante Campbell Linear (Equação 6), Campbell Quadrático (Equação 7) e Vaz et al. (2013), Equação 8.

$$\theta_v = 0,0283 X - 0,4677 \quad (6)$$

$$\theta_v = 0,0007 X^2 - 0,0063 X - 0,0663 \quad (7)$$

$$\theta_v = 0,1527 X^{0,50} - 0,5783 \quad (8)$$

Em que: X é o tempo de percurso da onda eletromagnética (μseg).

Com obtenção do tempo de percurso da onda eletromagnética informada pelo sensor CS616 e a umidade volumétrica ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) foi determinada uma equação de calibração linear (Equação 4) e polinomial de segundo grau (Equação 5).

$$\theta_v = aX + b \quad (4)$$

$$\theta_v = aX^2 + bX + c \quad (5)$$

Em que: a , b e c são os coeficientes.

2.2.4. Estatística

Neste estudo, os coeficientes de determinação (R^2 ; Equação 9) e raiz quadrada da média dos quadrados dos erros (RMSE; Equação 10), foram utilizados para avaliar os modelos. O R^2 e RMSE são definidos como:

$$R^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})(O_i - \bar{O}) \right]^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2 \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (9)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n}} \quad (10)$$

Em que: P_i e O_i são valores previstos e observados; P e O são médias e n é o número de observações.

2.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Tabela 3, é possível observar, a comparação do desempenho dos modelos de Topp et al. (1980) e Ledieu et al. (1986) com a calibração específica realizada para cada camada desenvolvido pelo estudo (método gravimétrico) para as sondas TDR artesanais.

Tabela 3. Avaliação dos modelos Topp et al., 1980 e Ledieu et al., 1986 em relação ao método gravimétrico para as diferentes camadas, com base na equação, coeficiente de determinação (R^2) e raiz quadrada da média dos quadrados dos erros (RMSE).

Camada	Modelo	Equação	R^2	RMSE
0-20	Topp et al. (1980)	$\theta_G=1,25\theta_{TOPP}$	0,73	0,48
	Ledieu et al. (1986)	$\theta_G=1,22 \theta_{LEDIEU}$	0,71	0,44
20-40	Topp et al. (1980)	$\theta_G=1,44 \theta_{TOPP}$	0,54	0,71
	Ledieu et al. (1986)	$\theta_G=1,40 \theta_{LEDIEU}$	0,53	0,66
40-60	Topp et al. (1980)	$\theta_G=1,44 \theta_{TOPP}$	0,50	0,73
	Ledieu et al. (1986)	$\theta_G=1,40 \theta_{LEDIEU}$	0,50	0,68
60-80	Topp et al. (1980)	$\theta_G=1,45 \theta_{TOPP}$	0,51	0,80
	Ledieu et al. (1986)	$\theta_G=1,41 \theta_{LEDIEU}$	0,54	0,75
80-100	Topp et al. (1980)	$\theta_G=1,46 \theta_{TOPP}$	0,64	0,78
	Ledieu et al. (1986)	$\theta_G=1,43 \theta_{LEDIEU}$	0,66	0,74
100-120	Topp et al. (1980)	$\theta_G=1,45 \theta_{TOPP}$	0,62	0,82
	Ledieu et al. (1986)	$\theta_G=1,43 \theta_{LEDIEU}$	0,65	0,78
120-140	Topp et al. (1980)	$\theta_G=1,40 \theta_{TOPP}$	0,62	0,77
	Ledieu et al. (1986)	$\theta_G=1,38 \theta_{LEDIEU}$	0,68	0,73

Os modelos de Topp et al. (1980) e Ledieu et al. (1986) obtiveram resultados semelhantes. Santos et al. (2010) comparando diferentes modelos de estimativa do conteúdo de água observaram que os modelos de Topp et al. (1980) e Ledieu et al. (1986) foram os menos precisos para o Neossolo Quartzarênico. Observa-se piores resultados nos modelos Topp et al. (1980) e Ledieu et al. (1986) para as camadas mais profundas gradativamente. Isso provavelmente deve-se ao maior teor de argila

encontrado nas camadas mais profundas. Fato também observado por Zanetti et al. (2015), estudando calibração geral do TDR para avaliar a umidade de solos tropicais, usando redes neurais artificiais, constatou que os índices estatísticos para solos argilosos foram piores que os arenosos. Segundo Vaz et al. (2013), isto advém dos efeitos da mineralogia de argila, forma da partícula e superfície (Isto é, os efeitos da água ligante) alterando a constante dielétrica em relação ao método de Topp *et al.*, 1980.

As regressões para as camadas 0-20 e 120-140 podem ser observadas na Figura 4A (Topp) e 4B (Ledieu) para a camada 0-20, e 4C (Topp) e 4D (Ledieu) para 120-140.

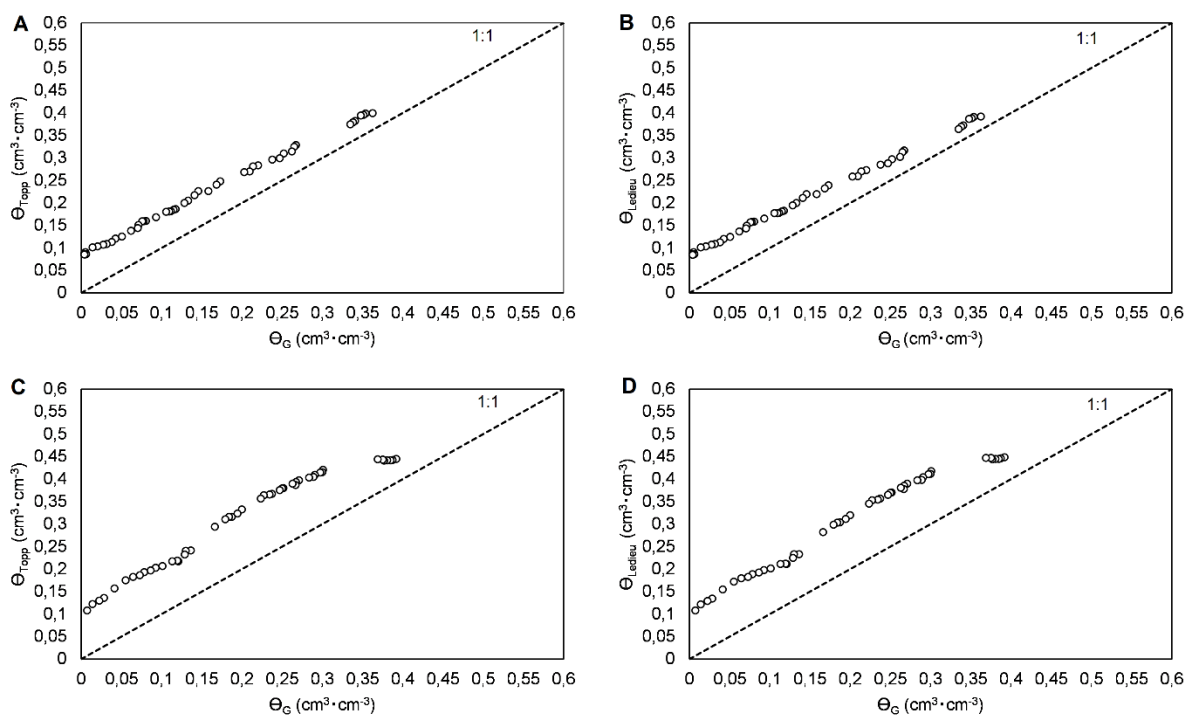


Figura 4. Regressão linear comparando a umidade gravimétrica com os modelos de calibração genérica para a camada 0-20 Topp (A) e Ledieu (B) e camada 120-140 Topp (C) e Ledieu (D).

Observa-se na Figura 4, que os modelos de Topp et al. (1980) e Ledieu et al. (1986) superestimaram os valores da umidade volumétrica (Figura 4A, 4B, 4C e 4D). Resultados diferentes foram obtidos por Kaiser et al. (2010), ao avaliar materiais de latossolo vermelho distrófico verificou que o modelo de Topp et al. (1980) subestimou a umidade gravimétrica, nos menores valores, e a superestimou nos maiores valores,

que segundo o autor foi atribuído ao alto grau de intemperismo e aos teores elevados de óxido de ferro.

Analisando a diferença entres as camadas, observa-se que o melhor resultado foi observado para a camada 0-20 cm, com uma superestimativa média de 25% e 22%, R^2 de 73 e 71% e RMSE de 0,48 e 0,44 para as equações de Topp (1980) e Ledieu et al (1986), respectivamente. Resultados contrários foram relatados por Souza et al. (2016), que observaram que as camadas mais próximas à superfície (0-20 e 20-40) obtiveram piores resultados em relação ao método gravimétrico, que segundo o autor está relacionado com o conteúdo de matéria orgânica.

Já os piores resultados foram obtidos para a camada 80-100, com uma superestimava média de 46% e 43%, um R^2 de 64 e 66% e RMSE de 0,78 e 0,74 respectivamente para os modelos de Topp et al. (1980) e Ledieu et al. (1986). Resultados semelhantes foram encontrados por Souza et al. (2016), em que observaram que a TDR superestimou a umidade do solo em relação ao método gravimétrico. Os baixos resultados estatísticos das equações de Topp e Ledieu já eram esperados, pois os parâmetros obtidos nestes modelos foram em condições diferentes das estabelecidas neste experimento, principalmente granulometria e densidade aparente. Esses resultados corroboram com Villwock et al. (2004), de que para cada tipo de solo há a necessidade de obtenção de um modelo de calibração empírico para obtenção de bons resultados com o uso da técnica TDR.

Como os modelos de Topp et al. (1980) e Ledieu et al. (1986) não obtiveram resultados satisfatórios, realizou-se uma calibração para as amostras em estudo. Na Figura 5, estão apresentados os valores dos coeficientes de calibração das sondas TDR no solo para as camadas 0-20; 20-40; 40-60; 60-80; 80-100; 100-120 e 120-140 respectivamente. A melhor equação de regressão para todas as camadas em estudo foi a polinomial cúbica. Resultados corroboram com Coelho et al. (2006), que segundo os autores, a equação polinomial cúbica é ideal por ter a capacidade de calibrar com exatidão qualquer tipo de solo. No entanto, segundo Tommaselli (1997), o coeficiente cúbico da equação de calibração deixa de ser importante à medida que a textura do solo torna-se mais arenosa, o que foi verificado neste trabalho para a camada 0-20 com o coeficiente cúbico muito baixo (Figura 5A).

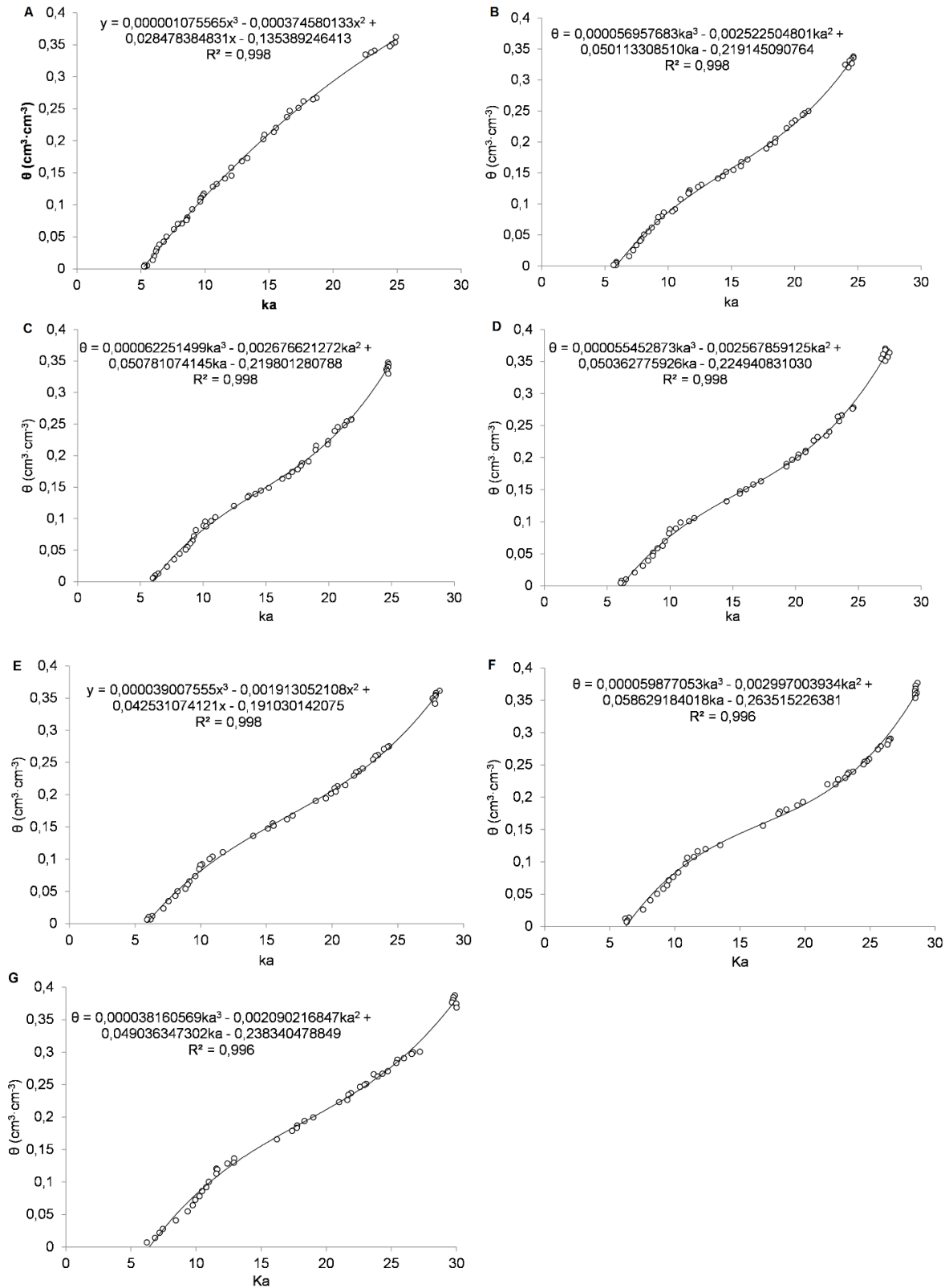


Figura 5. Conteúdo volumétrico de água (θ) estimado em função da ka medida com TDR100, para diferentes camadas. camada 0-20 cm (A), camada 20-40 cm (B), camada 40-60 cm (C), camada 60-80 cm (D), camada 80-100 cm (E), camada 100-120 cm (F) e camada 120-140 cm (G).

Em relação ao coeficiente de determinação (R^2) variou entre 0,996 para as profundidades 100-200 e 120-140, e 0,998 para as profundidades 0-20 e 20-40. Resultados semelhantes foram obtidos por Batista et al. (2016), calibrando sondas artesanais para diferentes texturas de solo, no qual obteve valores entre 0,991 e 0,998. No entanto, os valores foram superiores ao encontrado por Milani et al. (2008), que observaram valores entre 0,943 e 0,689, calibrando sondas originais e artesanais para um latossolo vermelho em condições de laboratório.

Os resultados obtidos por Milani et al. (2008) podem ser justificados em função do tipo de solo utilizado pelos autores, um latossolo vermelho com alto teor de óxido de ferro, argila e expansibilidade, que segundo Tommaselli e Bacchi (2001) promovem maiores erros na leitura da k_a .

Observa-se que para cada profundidade a k_a tem um valor diferente correspondente a θ . Valores de k_a na profundidade 0-20 cm corresponde a θ maior que na profundidade 120-140 cm. Segundo Trintinalha et al. (2004), há dois fatores para que isso ocorra: 1) a densidade aparente leva obter maiores valores de k_a para valores determinados de θ . Analisando o solo da camada 0-20 cm, observa-se na Tabela 2 que a densidade do solo (d_s) é de $1,64 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, enquanto na camada 120-140 cm de $1,53 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, 2) as características do contato solo-sonda podem influenciar os valores de θ .

Na Tabela 4, observar-se a comparação entre os dados obtidos por gravimetria (θ_G) e os estimados pelos modelos da Campbell linear, Campbell polinomial quadrático e Modelo Vaz et al. (2013). Na Figura 6, observa-se a diferença de variação da umidade para os dados obtidos por gravimetria e os diferentes modelos de estimativa.

De acordo com os resultados obtidos na Tabela 4, o modelo de Vaz et al. (2013) obteve melhor resultado, superestimou em 10,29% e um RMSE de 0,039. No entanto, com o pior resultado para o R^2 , 0,5539. Já para os modelos desenvolvidos pela *Campbell scientific*, o modelo quadrático obteve resultado mais satisfatório. Resultados semelhantes foram obtidos por Rudiger et al. (2010), que observaram valores de RMSE de 0,049 a 0,058 $\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ para os modelos quadrático e linear, respectivamente.

Tabela 4. Resultado estatístico para os modelos da Campbell Linear, Campbell quadrático e Vaz et al. (2013).

Modelo	Equação	R ²	RMSE
Campbell Linear	$\theta_G = 1,4171\theta_{CL}^*$	0,9723	0,057
Campbell Quadrático	$\theta_G = 1,2944\theta_{CQ}^*$	0,9738	0,041
Vaz et al. (2013)	$\theta_G = 1,1029\theta_{vaz}^*$	0,5539	0,039

θ_G – umidade gravimétrica; θ_{CL} – umidade obtida por Campbell Linear; θ_{CQ} – umidade obtida por Campbell Quadrática e θ_{VAZ} – umidade obtida por o modelo Vaz et al. (2013).

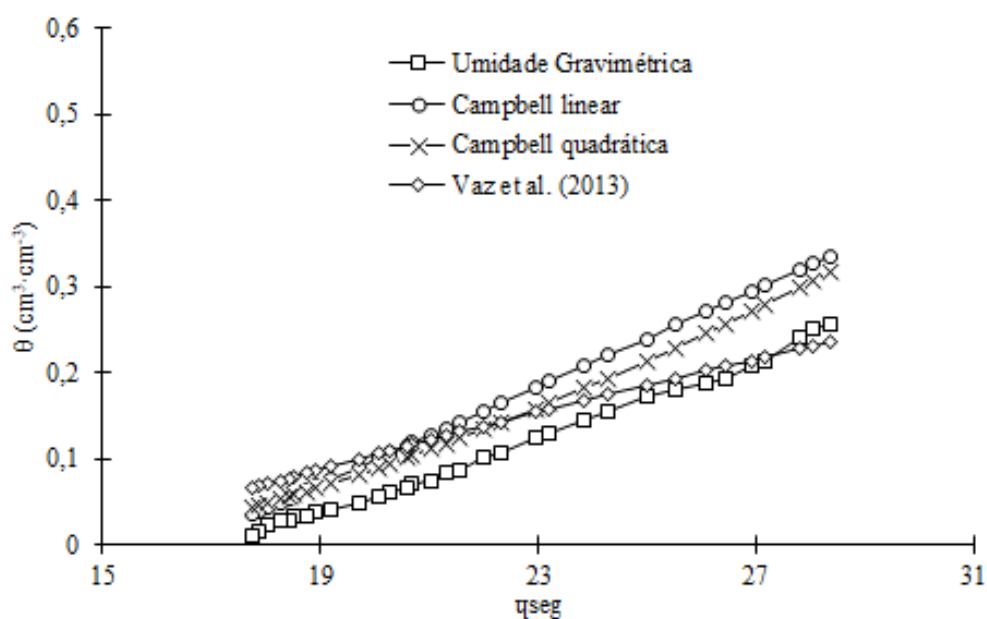


Figura 6. Variação do tempo de percurso da onda eletromagnética (μseg) vs θ pelos modelos estudados.

Nota-se na Figura 6, que a θ utilizando os modelos superestimaram as medidas gravimétricas realizadas para todos os dados medidos, exceto para teor de umidade próxima à saturação para o modelo de Vaz et al. (2013). Resultados semelhantes foram encontrados por Stangl et al. (2009), Udawatta et al. (2011) e Sharma et al. (2017) que também relataram ter ocorrido a superestimação da θ com uso dos modelos sugeridos pelo fabricante. Francesca et al. (2010), estudando o desempenho de instrumentos de medida de conteúdo de água, observaram, no CS 616, valores subestimados na profundidade de 40 cm, e valores superestimados na profundidade de 20 cm.

Na Figura 7, está apresentado o resumo da calibração das sondas CS 616 para o modelo linear para a Repetição I (A) Repetição II (B) Repetição III (C) e a média (D). As repetições das sondas responderam de forma semelhantes. Os R^2 , variaram de 0,9877 a 0,9947 para as repetições I, II, III e média.

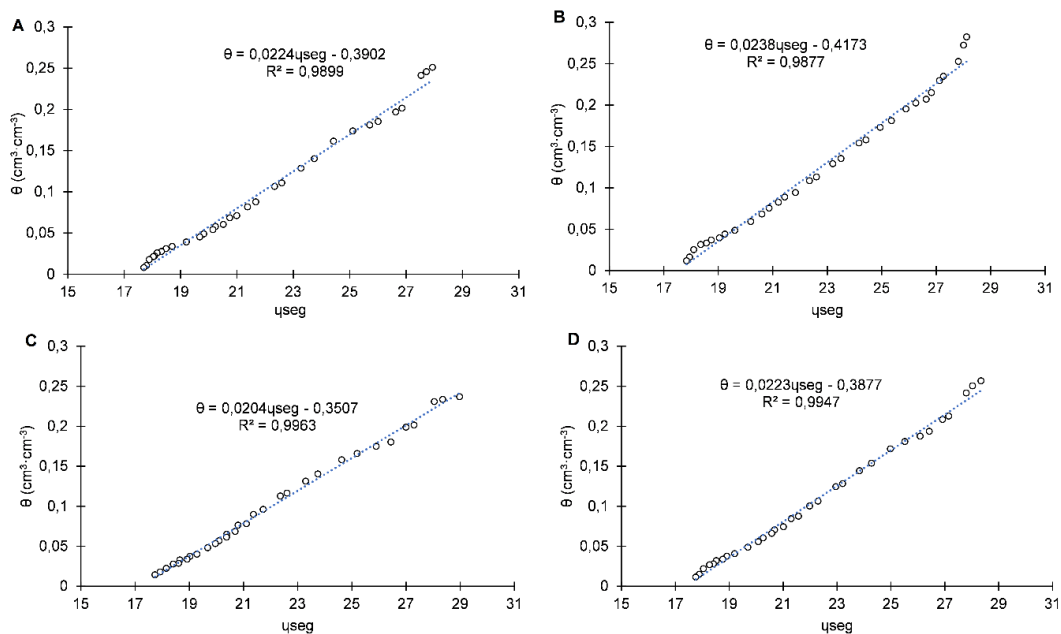


Figura 7. Regressão linear do modelo linear entre o tempo de percurso da onda eletromagnética informada e a umidade volumétrica umidade gravimétrica para a Repetição I (A) Repetição II (B) Repetição III (C) e a média (D)

Na Figura 8, observa-se o resumo da calibração das sondas CS 616 para o modelo polinomial quadrático para a Repetição I (A) Repetição II (B) Repetição III (C) e a média (D).

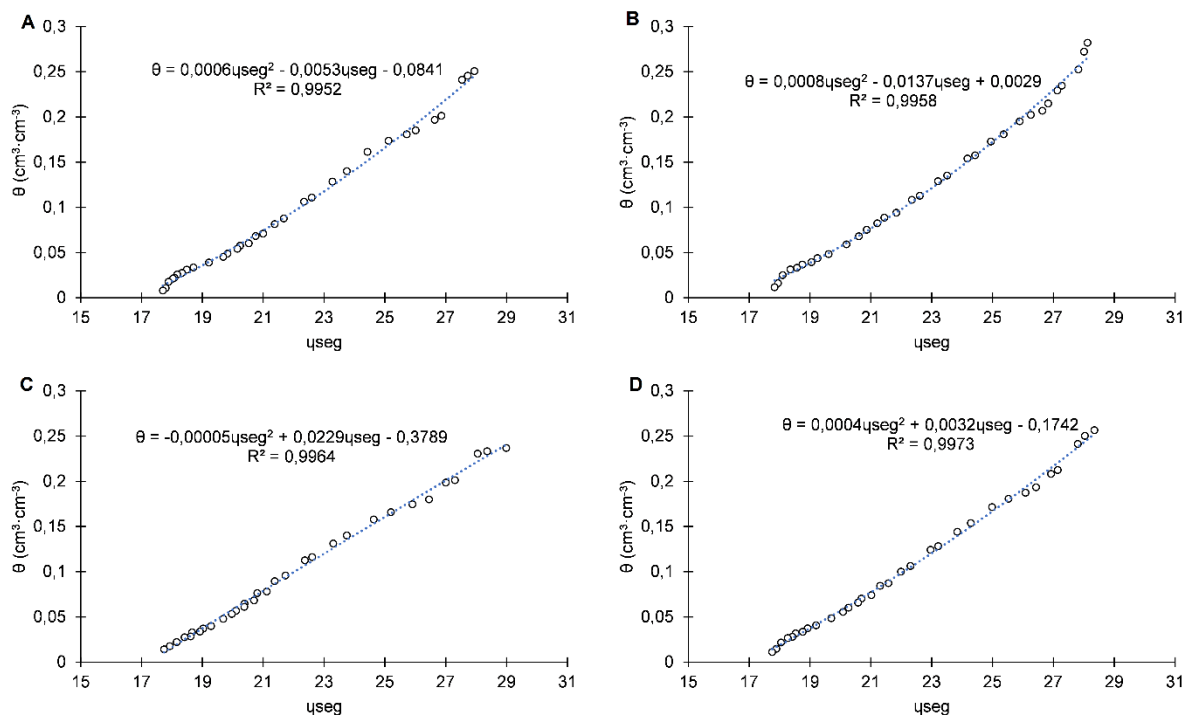


Figura 8. Regressão do modelo polinomial quadrática entre o tempo de percurso da onda eletromagnética informada e a umidade volumétrica umidade gravimétrica para a Repetição I (A) Repetição II (B) Repetição III (C) e a média (D).

Os valores observados do R^2 no modelo polinomial quadrática foram de 0,9952; 0,9958; 0,9964 e 0,9973 para as repetições I, II, III e a média, respectivamente. Resultados concordam com os dados obtidos por Han et al. (2014), calibrando um sensor CS 616, obtiveram para o modelo polinomial quadrática um R^2 de 0,984.

2.4. CONCLUSÕES

As equações analisadas para sondas TDR possuem limitações na estimativa da umidade volumétrica em solos;

Os resultados obtidos nesta pesquisa confirmam a necessidade de uma calibração específica para cada tipo de solo quando há necessidade de uma determinação precisa para as sondas TDR artesanais;

Apesar dos valores de R^2 serem elevados e RMSE baixos para o CS 616, a utilização da umidade volumétrica estimada a partir dos modelos sugeridos pelos fabricantes, podem levar a erros. Sugere-se, portanto, que seja feita uma calibração previa, em laboratório ou *in loco*, de preferência em relação as equações sugeridas pelo fabricante;

Na calibração do sensor CS 616, as equações ajustaram-se a uma função polinomial quadrática e linear, indicando resultados satisfatórios para estimativa da umidade volumétrica.

2.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BATISTA, L. S.; COELHO, E. F.; PEREIRA, F. A. C.; SILVA, M. G.; FILHO, R. R. G.; GONÇALVES, A. A. Calibração de sonda artesanal de uso com TDR para avaliação de umidade de solos. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, v.10, n. 2, p. 522-532, 2016.

CAI, L.; GAO, D.; HONG, N. Measurement of moisture content using time domain reflectometry during the biodrying of sewage sludge with high electrical conductivity. **Drying Technology**, v. 35, n. 1, p. 108-115, 2017.

CALAMITA, G.; BROCCA, L.; PERRONE, A.; PISCITELLI, S.; LAPENNA, V.; MELONE, F.; MORAMARCO, T. Electrical resistivity and TDR methods for soil moisture estimation in central Italy test-sites. **Journal of Hydrology**, v. 454, p. 101-112, 2012.

COELHO, E. F.; VELLAME, L.M.; COELHO FILHO, M. A.; LEDO, C. A. S. Desempenho de modelos de calibração de guias de onda acopladas a TDR e a multiplexadores em três tipos de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 30:23-30, 2006.

FRANCESCA, V.; OSVALDO, F.; STEFANO, P.; PAOLA, R. P. Soil moisture measurements comparison of instrumentation performances. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 136, n. 2, 2010.

GRAEFF, T.; ZEHE, E.; SCHLAEGER, S.; MORGNER, M.; BAUER, A.; BECKER, R.; CREUTZFELDT, B.; BRONSTERT, A. A quality assessment of spatial TDR soil moisture measurements in homogenous and heterogeneous media with laboratory experiments. **Hydrology and Earth System Science**, v. 7, n.1, p. 269-311, 2010.

GUBIANI, P. I.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M.; GELAIN, R. N. Condição de contorno para calibração de reflectômetro usado para medição de água no solo. **Ciência Rural**, v.45, n.8, p. 1412-1417, 2015.

HAN, W.; GONG, Y.; REN, T. Accounting for Time-Variable Soil Porosity Improves the Accuracy of the Gradient Method for Estimating Soil Carbon Dioxide Production. **Soil Science Society of America Journal**, v. 78, p. 1426-1433, 2014.

KAISER, D. R.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M.; MINELLA, J. P. G. Dielectric constant obtained from tdr and volumetric moisture of soils in southern Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, p. 649-658, 2010.

KULASEKERA, P. B.; PARKIN, G. W.; VON BERTOLDI, P. Using soil water contented sensors to characterize tillage effects on preferential flow. **Vadose Zone Journal**, v. 10, n. 2, 683-696, 2011.

LEDIEU, J.; DE RIDDER, P.; CLERCK, P.; DAUTREBANDE, S. 1986. A method of measuring soil moisture by time-domain reflectometry. **Journal of Hydrology**, v. 88, p. 319-328, 1986.

MILANI, D. I. C.; TAVARES, M. H. F.; CLEMENTINA, S. Calibração de sondas TDR em condições de laboratório. **Revista Ambiente & Água**, v. 3, p. 68-75, 2008.

MORET-FERNÁNDEZ, D.; VICENTE, J.; ARAGÜÉS, R.; PEÑA, C.; LÓPEZ, M. V. A new TDR probe for measurements of soil solution electrical conductivity. **Journal of Hydrology**, v. 448-449, p. 73-79, 2012.

RUDIGER, C.; WESTERN, A. W.; WALKER, J. P.; SMITH, A. B.; KALMA, J. D.; WILLGOOSE, G. R. Towards a general equation for frequency domain reflectometers. **Journal of Hydrology**, v. 383, n. 3-4, p.319-329, 2010.

SANTANA, J. A. V.; COELHO, E. F.; JUNIOR, J. J. S.; SANTANA JUNIOR, E. B.; VEINROMBER JUNIO, L. A. A. Desempenho de sondas de TDR manufaturadas de diferentes comprimentos de hastes. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, p. 1123-1129, 2012.

SANTOS, M. R.; ZONTA, J. H.; MARTINEZ, M. A. Influência do tipo de amostragem na constante dielétrica do solo e na calibração de sondas de TDR. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 2, p. 299-307, 2010.

SCHELDE, K., RINGGAARD, R., HERBST, M., THOMSEN, A., FRIBORG, T., SØGAARD, H. Comparing evapotranspiration rates estimated from atmospheric flux and TDR soil moisture measurements. **Vadose Zone Journal**, v. 10, n. 1, p. 78-83, 2011.

SHARMA, H.; SHUKLA, M. K.; BOSLAND, P. W.; STEINER, R. Soil moisture sensor calibration, actual evapotranspiration, and crop coefficients for drip irrigated greenhouse chile peppers. **Agricultural Water Mangement**, v. 179, p. 81-91, 2017.

SKIERUCHA, W.; WILCZEK, A.; SZYŁOWSKA, A.; SŁAWIN´SKI, C.; LAMORSKI, K. A TDR based soil moisture monitoring system with simultaneous measurement of soil temperature and electrical conductivity. **Sensors**, v. 12, n. 10, p. 13545-13566, 2012.

SOUZA, C.F.; FOLEGATTI, M.V. Spatial and temporal characterization of water and solute distribution patterns. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v.67, n.1, p.9-15, 2010.

SOUZA, J. M.; REIS, E. F.; BONOMO, R.; PEREIRA, L. R. Calibração de sonda TDR em um latossolo vermelho amarelo. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, v.10, n. 6, p. 1049-1055, 2016.

STANGL, R.; BUCHAN, G. D.; LOISKANDL, W. Field use and calibration of a TDR-based probe for monitoring water content in a high-clay landslide soil in Austria. **Geoderma**, v.150, n.1-2, p.23-31, 2009.

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

TOPP, G. C.; DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. **Water Resources Research**, v.16, n.3, p.547-582, 1980.

TRINTINALHA, M. A.; GONÇALVES, A. C. A.; TORMENA, C. A.; COSTA, A. C. S.; FOLEGATTI, M. V.; FREITAS, P. S. L.; REZENDE, R. Comparação dos sistemas TDR e ECHO para medida de umidade, em um solo argiloso e em areia. **Acta Scientiarum: Agronomy**, v. 26, n. 3, p. 353-360, 2004.

UDAWATTA, R. P.; ANDERSON, S. H.; MOTAVALLI, P. P.; GARRETT, H. E. Calibration of a water content reflectometer and soil water dynamics for an agroforestry practice. **Agroforestry Systems**, v. 82, p. 61-75, 2011.

VAZ, C. M. P., JONES, S., MEDING, M.; TULLER, M. Evaluation of standard calibration functions for eight electromagnetic soil moisture sensors. **Vadose Zone Journal**, v. 12, p. 1-16, 2013.

VILLWOCK, R.; TAVARES, M. H. F.; VILAS BOAS, M. A. Calibração de um equipamento TDR em condições de campo. **Irriga**, v. 9, p. 82-88, 2004.

ZANETTI, S. S.; CECÍLIO, R. A.; SILVA, V. H.; ALVES, E. G. General calibration of TDR to assess the moisture of tropical soils using artificial neural networks. **Journal of Hydrology**, v. 530, p. 657-666, 2015.

ZEHE, E.; GRAEFF, T.; MORGNER, M.; BAUER, A.; BRONSTERT, A. Plot and field scale soil moisture dynamics and subsurface wetness control on runoff generation in a headwater in the Ore Mountains. **Hydrology and Earth System Science**, v. 14, p. 873-889, 2010.

CAPÍTULO III

ANÁLISE DE DADOS DE RAZÃO DE BOWEN NOS TABULEIROS COSTEIROS DA REGIÃO DE CRUZ DAS ALMAS

ANÁLISE DE DADOS DE RAZÃO DE BOWEN NOS TABULEIROS COSTEIROS DA REGIÃO DE CRUZ DAS ALMAS

Autor: João Guilherme Araújo Lima

Orientador: Aureo Silva de Oliveira

RESUMO: Há diversos fatores que ocasionam dados errôneos nas estimativas do calor latente a partir de um sistema de razão de Bowen. Diante do exposto, objetivou-se neste trabalho utilizar as diretrizes sugeridas por autores para encontrar dados errôneos da razão de Bowen nas medições realizadas no município de Cruz das Almas/BA em uma área de *Brachiaria decumbens* entre setembro de 2016 e abril de 2017. A plataforma de coleta de dados foi instalada com os seguintes instrumentos: saldo radiômetro, anemômetro, duas placas de fluxo de calor no solo, dois termopares modelo TCAV e dois psicrômetros. Todos os sensores foram conectados a um *datalogger* CR 1000. O procedimento do fluxo invertido detectou falhas entre 40,28 a 46,43% para os meses estudados. As equações utilizadas para detectar condensação no sistema demonstraram-se eficientes. A área para validar o requerimento de bordadura foi de 90.735 m² de *Brachiaria decumbens*.

Palavras-chave: balanço de energia, calor latente, evapotranspiração

ANALYSIS OF BOWEN RATIO DATA IN COASTAL TABLELANDS OF CRUZ DAS ALMAS REGION

Author: João Guilherme Araújo Lima

Adviser: Aureo Silva de Oliveira

ABSTRACT: There are several factors that cause erroneous data in latent heat estimates from a Bowen ratio system. In view of the above, this paper aimed to use the guidelines suggested by authors to find erroneous data of Bowen's ratio in the measurements performed in the municipality of Cruz das Almas/BA in an area of *Brachiaria decumbens* between September 2016 and April 2017. A Data collection platform was installed with the following instruments: balance radiometer, anemometer, two plates of heat flow in the soil, two TCAV thermocouples and two psychrometers. All sensors were connected to a CR 1000 datalogger. The inverted flow procedure detected faults between 40.28 and 46.43% for the months studied. The equations used to detect condensation in the system proved to be efficient. The area to validate the border requirement was 90,735 m² of *Brachiaria decumbens*.

Keywords: energy balance, latent heat, evapotranspiration

3.1. INTRODUÇÃO

A evapotranspiração em uma cobertura vegetal pode ser medida ou estimada. Como as medidas de evapotranspiração requerem equipamentos especializados, a maioria das aplicações ocorrem a partir de estimativas (PAYERO, et al., 2003). A estimativa da evapotranspiração em uma cobertura vegetal foi melhorada com o desenvolvimento de tecnologias que permitem o acompanhamento das variáveis micrometeorológicas (BALBONTÍN-NESVARA et al., 2011). Entre os métodos para estimar a evapotranspiração, a razão de Bowen tem sido bastante utilizado quando comparado aos métodos diretos, os quais possuem alto custo.

Embora a teoria da razão de Bowen tenha sido desenvolvida há muito tempo (Bowen, 1926), sua aplicação prática só foi possível nas últimas décadas, à medida que se desenvolveu uma instrumentação adequada (PAYERO, et al., 2003). O sistema de razão de Bowen possui um *design* simples, econômico, com base em gradientes de temperatura e vapor de água entre duas alturas, com baixo requerimento de bordadura (HEILMAN et al., 1989; STANNARD, 1997). Este método baseia-se na teoria de que fluxos unidimensionais de calor sensível e latente podem ser descritos em termos de relações fluxo-gradiente (TANNER, 1988):

$$\beta = \frac{H}{LE}$$

Em que: H é o fluxo de calor sensível ($W \cdot m^{-2}$) e LE é o fluxo de calor latente ($W \cdot m^{-2}$). Assumindo que $Kh = Kw$ (ROSENBERG et al., 1983; MONTEITH; UNSWORTH, 2007), pode ser obtido a partir de (BOWEN, 1926):

$$\beta = \gamma \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2}$$

Em que: γ é o coeficiente psicrométrico ($kPa \cdot ^\circ C^{-1}$); T_1 e T_2 são as temperaturas do ar nas alturas z_1 e z_2 ($^\circ C$); e_1 e e_2 são as pressões de vapor d'água nas alturas z_1 e z_2 (kPa). A equação do equilíbrio da energia superficial é a seguinte:

$$Rn = LE + H + G$$

Em que: Rn é o saldo de radiação ($W \cdot m^{-2}$) e G é o fluxo de calor no solo ($W \cdot m^{-2}$). Para obtenção do LE que correspondem à energia disponível na superfície envolvida na evaporação da água, baseado na razão de Bowen, LE é obtido:

$$LE = \frac{(Rn - G)}{(1 + \beta)}$$

Devido ao grande número de medições necessárias para a aplicação deste método, o perigo de se obter um dado errôneo sempre está presente. Dados errôneos podem ser obtidos por diferentes razões, incluindo a limitação da precisão dos instrumentos, mau funcionamento do instrumento, problemas de instalação dos instrumentos, limitação do próprio método em determinadas condições e problemas de programação, bem como outros erros (PAYERO et al., 2003).

Muitos pesquisadores desenvolveram diretrizes para dados falhos para a razão de Bowen (OHMURA, 1982; ANGUS; WATTS, 1984; PEREZ et al., 1999). No entanto, esses autores não possuíam uma análise completa dos dados. Como forma de unificar diversos parâmetros de análise da razão de Bowen, Payero et al. (2003) publicou um guia de validação dos dados de razão de Bowen, no qual utilizou diferentes metodologias publicadas por outros autores para validar os dados da razão de Bowen com análise dos dados de radiação líquida, fluxos turbulentos e requerimento de bordadura.

Com base no que foi exposto este trabalho teve como objetivo analisar os dados da razão de Bowen para a *Bracchiaria decumbens* no município de Cruz das Almas a partir das diretrizes sugeridas por Payero et al. (2003).

3.2. MATERIAL E MÉTODOS

O experimento foi conduzido na Universidade Federal do Recôncavo da Bahia (UFRB), no município de Cruz das Almas/BA (12° 44' 39" S, 39° 06' 23" O 225 m). O clima local é do tipo "af" de acordo com a classificação de Köppen (ALVARES et al., 2013).

Os dados de razão de Bowen foram coletados sob *Brachiaria decumbens*, de setembro de 2016 a abril de 2017, em condições de sequeiro. As medições de razão de Bowen foram determinadas a partir de dois termohigrometros, modelo HMP60 (Campbell Scientific. Inc., Logan, Utah, USA), que foram instalados a 0,3 m (Z_1) e 1,8 m (Z_2) acima do dossel vegetal. Adicionalmente, foi instalado um saldo radiômetro a 1 m de altura modelo CNR4 (Kipp & Zonen BV., Delft, The Netherlands), duas placas de fluxo de calor no solo modelo HFP01 (Hukseflux Thermal Sensors BV., Delft, The Netherlands) a 0,08 m de profundidade, dois termopares modelo TCAV (Campbell Scientific. Inc., Logan, Utah, USA) tipo Chromel-Constantan, que foram instalados 0,02 e 0,06 m de profundidade. Foram utilizados dois *dataloggers* para armazenamento dos dados, modelo CR1000 (Campbell Scientific. Inc., Logan, Utah, USA).

Para validação dos dados de razão de Bowen foram utilizadas as diretrizes orientadas de acordo com Payero et al. (2003):

3.2.1. Fluxo invertido

De acordo Ohmura (1982), as medições da razão de Bowen defeituosas poderiam por vezes resultar em fluxo invertido, e indicou que os dados deveriam atender a Equação 1:

$$\lambda(\Delta e + \gamma \Delta T)(Rn - G) > 0 \quad (1)$$

Em que: λ é o calor latente de vaporização ($J \cdot kg^{-1}$); Δe é o gradiente vertical de pressão de vapor d'água (kPa); γ é o coeficiente psicrométrico ($kPa \cdot ^\circ C^{-1}$); ΔT é o gradiente vertical de temperatura do ar ($^\circ C$); Rn é o saldo de radiação ($W \cdot m^{-2}$) e o G é o fluxo de calor no solo ($W \cdot m^{-2}$).

3.2.2. Condensação dentro do sistema

Em relação à condição de condensação, Payero et al. (2003) sugeriu três condições que devem ser atendidas. No entanto, para a primeira condição os dados não foram verificados já que se utilizou termohigrometros para a razão de Bowen. A primeira condição para o sistema que deve ser cumprido em ambos os braços superior e inferior de acordo com a Equação 2:

$$T_s - T_u > 0 \quad (2)$$

Em que: T_s é a temperatura do bulbo seco ($^{\circ}\text{C}$) e T_u é a temperatura do bulbo úmido ($^{\circ}\text{C}$).

A segunda é em relação a pressão atual de vapor d'água (Equação 3):

$$e_1 - e_2 > 0 \quad (3)$$

Em que: e_1 e e_2 é a pressão de vapor d'água nas alturas z_1 e z_2 (kPa).

A terceira condição (Equação 4) que deve ser atendida é em relação as temperaturas nas alturas z_1 e z_2 :

$$\beta(T_1 - T_2) \geq 0 \quad (4)$$

Em que: T_1 e T_2 é a Temperatura do ar nas alturas z_1 e z_2 ($^{\circ}\text{C}$).

3.2.3. Requerimento de bordadura

Em relação ao requerimento de bordadura, Brutsaert (1982) propôs uma equação para o mínimo de bordadura necessária (Equação 5):

$$X_F = \{[30(Z - d)] / (Z_{om}^{0,125})\}^{1,14} \quad (5)$$

Em que: X_F é a distância mínima de bordadura (m); Z é a altura máxima do sensor em relação ao solo (m); d é o deslocamento do plano zero (m) e Z_{om} é a altura de rugosidade da superfície (m).

De acordo com Monteith (1973), d e Z_{om} podem ser estimados em função das equações 6 e 7:

$$d = 0,63h \quad (6)$$

$$Z_{om} = 0,13h \quad (7)$$

Em que: h é a altura da cultura (m).

3.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Tabela 1, são apresentados os resultados para as diretrizes do fluxo invertido (OHMURA,1982), Equação 1. Foram analisados 9646 dados. Cada dado correspondia a média de 30 minutos de valores no sistema de razão de Bowen, instalado na área de *Brachiaria decumbens*.

Tabela 1. Fluxo invertido (OHMURA, 1982), para os meses de setembro de 2016 a abril de 2017, na área de *Brachiaria decumbens*, nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.

Mês	Nº de dados	Nº de dados falhos	% de dados falhos
Set - 16	1102	449	40,74
Out - 16	1488	678	45,56
Nov - 16	1440	652	45,27
Dez - 16	1488	655	44,02
Jan - 17	1488	517	34,75
Fev - 17	864	348	40,28
Mar - 17	336	156	46,43
Abr - 17	1440	639	44,37

Com a metodologia do fluxo invertido presente na Tabela 1, foi possível analisar os dados com valores inconsistentes, durante os meses de setembro de 2016 a abril de 2017, do sistema de razão de Bowen na área de *Brachiaria decumbens*. Os dados rejeitados variaram de 40,28% (fevereiro de 2017) a 46,43% (março de 2017).

Observe a Figura 1, como foi o comportamento dos dados, durante o dia juliano (DJ) 88 a 90, para a diretriz proposta por Ohmura (1982). Gianniou e Antonopoulos (2007) estudando a evaporação e o balanço de energia no lago Vegoritis na Grecia, aplicando a equação do fluxo invertido resultou em 52 dias, dos 365 no total, foram eliminados dos cálculos, a maioria deles eram dias de primavera, quando as mais intensas e frequentes mudanças atmosféricas ocorreram no lago.

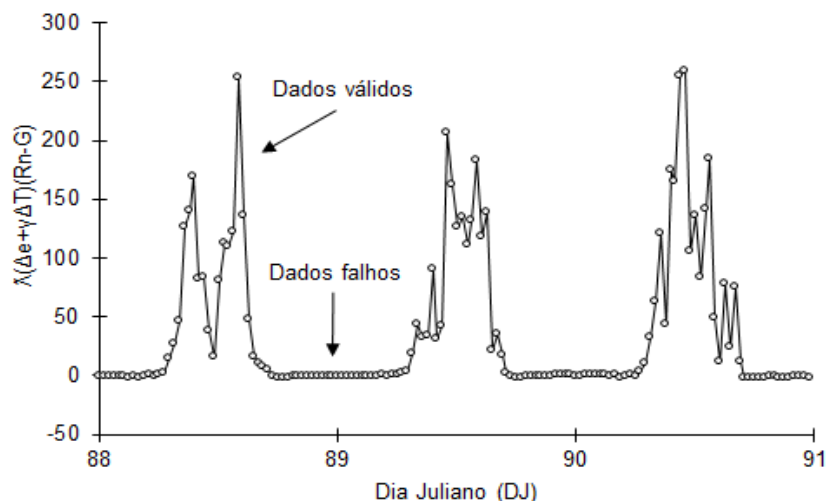


Figura 1. Análise dos dados para o fluxo invertido para DJ 88 a 90 para o sistema de razão de Bowen, na área de *Brachiaria decumbens*, nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.

Observa-se na Figura 1, que durante o período diurno todos os valores para a análise do fluxo invertido foram consistentes, ou seja, sempre acima de 0. No entanto, para o período noturno os dados foram rejeitados, menor que 0. Segundo Petrone et al. (2007), isso provavelmente ocorre porque a energia de entrada é relativamente baixa durante o período noturno (PETRONE et al., 2007). Andreas et al. (2013), salienta que medidas do fluxo invertido podem ocorrer quando algum fluxo de calor latente ou sensível tem pequena dimensão.

Outra análise que Payero et al. (2003) destacaram foi a necessidade de fazer análises sobre os dados com potenciais de condensação. Segundo os mesmos autores, a concentração de umidade acima do dossel diminui com a altura. Logo, o gradiente de umidade ou pressão atual de vapor d'água deve ser positivo, exceto durante os períodos que ocorrem chuva ou orvalho. Para a Equação 2 não foi possível verificar, já que no sistema de razão de Bowen não utilizou o bulbo úmido para medição de temperatura.

Para confrontar estes dados, com potenciais de condensação, Payero et al. (2003) sugeriram a utilização da Equação 3, que segundo os autores o braço inferior do sistema de razão de Bowen deve possuir maior valor de pressão atual de vapor d'água que o braço superior.

Na Tabela 2, são apresentados os resultados para diretrizes sobre a pressão atual de vapor d'água. Segundo a Tabela 2, o mês que obteve o maior número de

dados inconsistentes foi o mês de janeiro, com 124 dados rejeitados, em porcentagem, 8,33%. No entanto, o mês de abril que foram coletados 1440 dados, não ocorreu nenhuma falha no sistema de razão de Bowen para o requisito da Equação 3.

Tabela 2. Diferença entre a pressão atual de vapor d'água medida nos braços inferior (e_1) e superior (e_2), para os meses de setembro de 2016 a abril de 2017, na área de *Brachiaria decumbens*, nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.

Mês	Nº de dados	Nº de dados falhos	% de dados falhos
Set - 16	1102	24	2,18
Out - 16	1488	8	0,54
Nov - 16	1440	49	3,40
Dez - 16	1488	36	2,42
Jan - 17	1488	124	8,33
Fev - 17	864	52	6,02
Mar - 17	336	6	1,78
Abr - 17	1440	0	0

Para representar o comportamento da Equação 3 durante um período de 24h, foi ilustrado os dados do dia 24/01/2017. Vale salientar na Figura 2, que entre 1h e 5h30 os dados foram considerados inconsistentes, provavelmente devido a formação de orvalho.

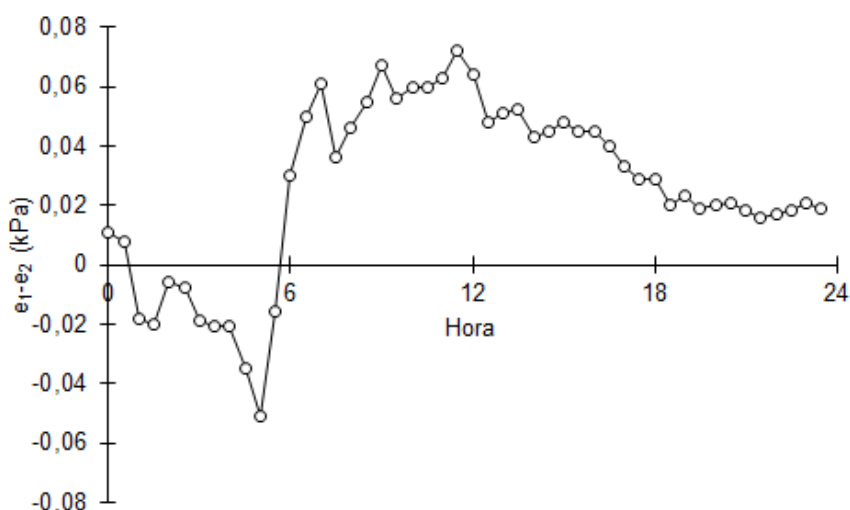


Figura 2. Análise dos dados para a Equação 3, diferença entre a pressão atual de vapor d'água medida nos braços inferior (e_1) e superior (e_2), para o dia 24/01/2017.

Segunda Payero et al. (2003), o β normalmente carrega o sinal do gradiente de temperatura. O gradiente de temperatura pode ser positivo ou negativo, se existem condições instáveis ou estáveis. Segundo o mesmo autor, as seguintes desigualdades devem ser mantidas em condições de fluxo de calor latente positiva. Na Tabela 3, verifica-se os dados do sistema de razão de Bowen para avaliação dos dados referente a Equação 4. Os dados inconsistentes variaram de 6,02%, para o mês de fevereiro a nenhum dado inconsistente para o mês de abril. Na Figura 3, é possível observar o comportamento dos dados para a Equação 4 no período 24h para a data 24/01/2017.

Tabela 3. Produto da razão Bowen (β) e a diferença entre a temperatura nos braços inferior (T_1) e superior (T_2) da razão de Bowen.

Mês	Nº de dados	Nº de dados falhos	% de dados falhos
Set - 16	1102	24	2,18
Out - 16	1488	8	0,54
Nov - 16	1440	49	3,40
Dez - 16	1488	36	2,42
Jan - 17	1488	124	8,33
Fev - 17	864	52	6,02
Mar - 17	336	6	1,78
Abr - 17	1440	0	0

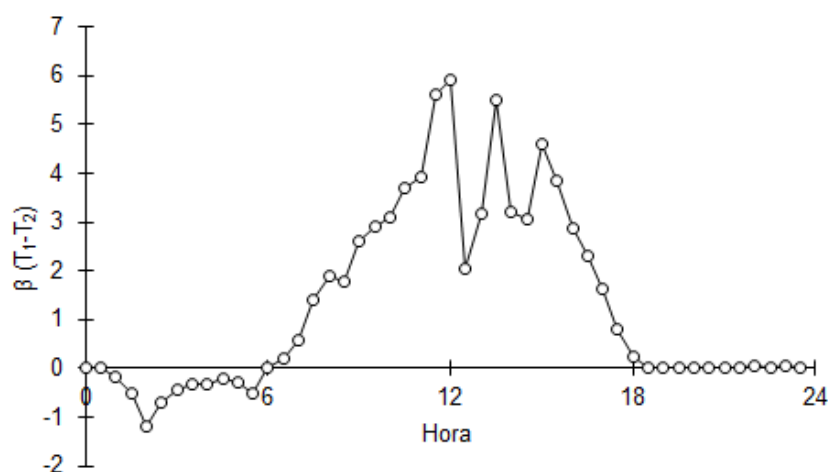


Figura 3. Análise dos dados para a Equação 4, para $\beta (T_1 - T_2)$, para o dia 24/01/2017.

Alguns autores como forma de simplificar a análise dos seus dados do sistema de razão Bowen, consideram válidos apenas os dados calculados sobre o período do dia, excluindo também dados falhos correspondentes aos dias chuvosos ou devido a outros problemas nas medidas (SILVA, 2003; SILVA, 2005; UNLAND et al., 1996).

Como forma de solucionar o requerimento mínimo de bordadura, Payero et al. (2003) sugeriram a utilização da equação de Brutsaert (1982). Para ilustrar melhor o requerimento de bordadura, para a área de *Brachiaria decumbens*, foi realizado um croqui da área (Figura 4). Segundo Angus e Watts (1984), as leituras realizadas pelos gradientes têm de estar dentro do requerimento de bordadura para garantir a ausência de gradientes horizontais de temperatura e umidade do ar e obter, assim, estimativas consistentes dos fluxos de calor latente e sensível acima da superfície.

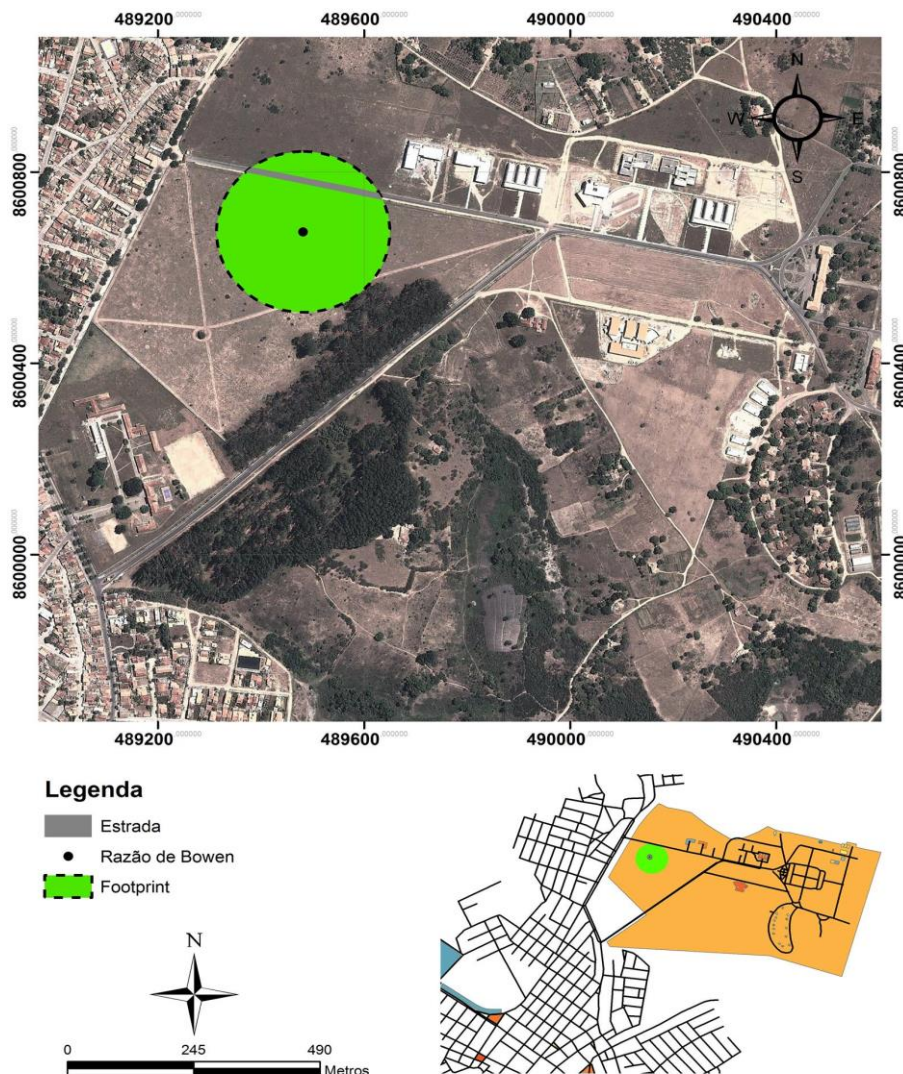


Figura 4. Requerimento de bordadura para a razão de Bowen na área experimental de *Brachiaria decumbens*.

A área necessária para validar o requerimento de bordadura é de uma área de 90.735 m² (raio = 182 m) com *Brachiaria decumbens*. Para a área em estudo, observou que a área representada pela *Brachiaria decumbens* foi de 87.216 m² (96,12%), e para a estrada, 3.519 m² (3,88%). No entanto, a área da estrada de 3,88%, para o requerimento de bordadura, torna-se insignificante, ou seja, é mínimo o efeito advectivo para as leituras realizadas pelo sistema de razão de Bowen. Zhang et al. (2008), estudando modelos de medir a evapotranspiração, com o sistema de razão de Bowen obteve um requerimento de bordadura de 110 m para um vinhedo em uma região árida da China. Balbotin-Nesvara et al. (2011), comparando os sistemas de razão de Bowen e correlação de turbilhões em vinhedo, seguindo o método proposto por Schuepp et al. (1990), calcularam que 90 % do fluxo acumulado provem de uma área limitada a 133 m para o braço superior e a 27 m para o inferior.

3.4. CONCLUSÕES

As diretrizes de Payero et al. (2003) foram empregadas nos dados obtidos pela razão de Bowen com sucesso, sendo possível filtrar dados errôneos na razão de Bowen para a área de *Bracchiaria decumbens*.

3.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Koppen's climate classification map for Brazil, **Meteorologische Zeitschrift**, Vol. 22, No. 6, 711–728, 2013.

ANDREAS, E. L.; JORDAN, R. E.; MAHRT, L.; VICKER, D. Estimating the Bowen ratio over the open and ice-covered ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, p. 4334-4345, 2013.

ANGUS, D. E.; WATTS, P. J. Evapotranspiration: how good is the Bowen ratio method. **Agricultural Water Management**, v. 8, p. 133-150, 1984.

BALBONTÍN-NESVARA, C.; CALERA-BELMONTE, A.; GONZÁLEZ-PIQUERAS, J.; CAMPOS-RODRÍGUEZ, I.; LÓPEZ-GONZÁLEZ, M. L.; TORRES-PRIETO, E. Comparación de los sistemas covarianza y relación de Bowen en la evapotranspiración de un viñedo bajo clima semi-árido. **Agrociencia**, v. 45, p. 87-103, 2011.

BOWEN, I. S. The ration of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Physical Review**, v. 27, p. 779-787. 1926.

BRUTSAERT, W. Evaporation into the Atmosphere. Boston, Mass.: D. Reidel Publishing, 1982.

GIANNIOU, S.K.; ANTONOPOULOS, V.Z. Evaporation and energy budget in Lake Vegorits, Greece. **Journal of Hydrology**, v.345, p.212-223, 2007.

HEILMAN, J. L.; BRITTIN, C. L.; NEALE, C. M. U. Fetch requirements for Bowen ratio measurements of latent and sensible heat fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 44, p. 261-273, 1989.

MONTEITH, J. L. Principles of Environmental Physics. 1st ed. New York, N.Y.: American Elsevier Publishing, 1973.

MONTEITH, J.; UNSWORTH, M. Principles of Environmental Physics. Academic Press. Burlington, USA. p. 435, 2007.

OHMURA, A. Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. **Journal Applied Meteorology**, v. 21, n. 4, p. 595-598, 1982.

PAYERO, J. O. C.; NEALE, M. U.; WRIGHT, J. L; ALLEN, R. G. Guidelines for validating Bowen ratio data. **American Society of Agricultural Engineers**, v. 46, n. 4, p. 1051-1060, 2003.

PEREZ, P. J.; CASTELVI, F.; IBAÑEZ, M.; ROSSEL, J. I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 97, p. 141–150, 1999.

PETRONE, R. M.; SILINS, U.; DEVITO, K. J. Dynamics of evapotranspiration from riparian pond complex in the Western Boreal Forest, Alberta, Canada. **Hydrological Processes**, v. 21, n.11, p. 1391-1401, 2007.

ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L.; VERMA, S. B. Microclimate: The Biological Environment. Wiley, New York. p. 495, 1983.

SCHUEPP, P. H.; LECLERC, M. Y.; MACPHERSON, J. I.; DESJARDINS, R.L. Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. **Boundary- Layer Meteorology**, v. 50, p. 355-373, 1990.

SILVA, L. D. B. Evapotranspiração do capim Tanzânia (*Panicum maximum* Jacq.) e grama batatais (*Paspalum notatum* Flugge) utilizando o método do balanço de energia e lisímetro de pesagem. 2003. 93f. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2003.

STANNARD, D. I. A. theoretically based determination of Bowen-ratio fetch requirements. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 83, p. 375-406, 1997.

TANNER, D. B. Use requirement for Bowen ratio and eddy correlation determination of evapotranspiration. In *Proc. ASCE 1988 Specialty Conference of the Irrigation and Drainage Division of the ASCE*, 605–616. Reston, Va.: ASCE, 1988.

UNLAND, H. E.; HOUSER, P. R.; SHUTTLEWORTH, W. J.; YANG, Z. L. Surface flux measurement and modelling at a semi-arid Sonoran Desert site. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 82, p.119-153, 1996.

ZHANG, B.; KANG, S.; LI, F.; ZHANG, L. Comparison of three evapotranspiration models to Bowen ratio-energy balance method for a vineyard in an arid desert region of northwest China. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 1629-1640, 2008.

CAPÍTULO IV

ESTIMATIVA DO CONSUMO DE ÁGUA
DA *BRACHIARIA DECUMBENS* NOS
TABULEIROS COSTEIROS DA REGIÃO
DE CRUZ DAS ALMAS

ESTIMATIVA DO CONSUMO DE ÁGUA DA *BRACHIARIA DECUMBENS* NOS TABULEIROS COSTEIROS DA REGIÃO DE CRUZ DAS ALMAS

Autor: João Guilherme Araújo Lima

Orientador: Aureo Silva de Oliveira

RESUMO: No presente trabalho, estimou-se o consumo de água na *Brachiaria decumbens*, entre setembro de 2016 e abril de 2017, no município de Cruz das Almas/BA (12° 44' 39" S, 39° 06' 23" O e altitude de 225 m) utilizando-se o método balanço de energia de um sistema de razão de Bowen, balanço de água no solo a partir do monitoramento da umidade com o uso de sondas TDR e via sensoriamento remoto pelo método METRIC. A radiação global (R_g) foi maior no mês de janeiro de 2017 (22,48 MJ·m⁻²·d⁻¹) e menor no mês de setembro de 2016 (18,84 MJ·m⁻²·d⁻¹). O balanço de energia e o balanço de água apresentaram sazonalidade e comportamento dependente da disponibilidade de água. A razão de Bowen sofreu influência, dependendo do período, o valor variou entre 0,42 a 1,41. Comparando os dois métodos nos subperíodos em que houve leituras do balanço de energia e do balanço de água no solo, os valores totais obtidos foram 518 e 564 mm para o balanço de energia e balanço de água no solo, respectivamente. O armazenamento de água no solo variou de 111 a 58 mm nos meses de setembro de 2016 e fevereiro de 2017, respectivamente. Os valores de ETo estiveram, na maior parte do tempo, acima do observado pelos dois métodos, evidenciando um déficit hídrico durante o experimento. Os resultados do METRIC vêm reforçar a confiança do modelo para estimar com precisão os fluxos instantâneos do balanço de energia, como também, a evapotranspiração diária da *Brachiaria decumbens* nas condições de Cruz das Almas.

Palavras-chave: evapotranspiração, déficit hídrico, fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível

ESTIMATION OF *BRACHIARIA DECUMBENS* WATER CONSUMPTION IN COASTAL TABLELANDS OF CRUZ DAS ALMAS

Author: João Guilherme Araújo Lima

Adviser: Aureo Silva de Oliveira

ABSTRACT: In the present study, the water consumption in *Brachiaria decumbens* was estimated between September 2016 and April 2017, in the municipality of Cruz das Almas / BA (12° 44 '39 "S, 39° 06' 23" O and altitude of 225 M) using the energy balance method of a Bowen ratio system, soil water balance from moisture monitoring with the use of TDR probes and via remote sensing by the METRIC method. The global radiation (R_g) was higher in January 2017 (22.48 MJ·m⁻²·d⁻¹) and lower in September 2016 (18.84 MJ·m⁻²·d⁻¹). The energy balance and the water balance presented seasonality and behavior dependent on the availability of water. The Bowen ratio was influenced, depending on the period, the value ranged from 0.42 to 1.41. Comparing the two methods in the subperiods where there were readings of energy balance and soil water balance, the total values obtained were 518 and 564 mm for the energy balance and soil water balance, respectively. Soil water storage ranged from 111 to 58 mm in the months of September 2016 and February 2017, respectively. The ETo values were, for the most part, above that observed by the two methods, evidencing a water deficit during the experiment. The METRIC results reinforce the confidence of the model to accurately estimate the instantaneous energy balance flows, as well as the daily evapotranspiration of *Brachiaria decumbens* in the conditions of the Cruz das Almas.

Keywords: evapotranspiration, water deficit, latent heat flux, sensible heat flux

4.1. INTRODUÇÃO

A evapotranspiração é um termo que representa os processos conjuntos de evaporação (perda de água do solo) e transpiração (perda de água da planta) que ocorrem de forma natural em superfícies vegetadas.

A estimativa da evapotranspiração foi melhorada com o desenvolvimento de tecnologias que permitem o acompanhamento das variáveis micrometeorológicas (BALBONTÍN-NESVARA et al., 2011). Os métodos que usam o balanço de energia (razão de Bowen), balanço de água no solo (monitoramento da umidade com uso de sondas TDR) e sensoriamento remoto com o método High Resolution and with Internalized Calibration (METRIC) são métodos para estimar a evapotranspiração. Esses três métodos têm sido validados por diferentes pesquisadores com boa precisão nos resultados: balanço de energia empregando a razão de Bowen, BERB (SOUZA et al., 2008; ZHANG et al., 2008; BALBONTÍN-NESVARA et al., 2011), balanço de água no solo empregando as sondas TDR (SILVA et al., 2015; SOUZA et al., 2015) e o método METRIC (PAÇO et al., 2014; GONZÁLEZ-PIQUERAS et al., 2015).

O sistema da razão de Bowen é simples, econômico e baseia-se em gradientes de temperatura e vapor d'água entre duas alturas com baixo requerimento de bordadura (HEILMAN et al., 1989; STANNARD, 1997), com a finalidade de solucionar o balanço de energia sobre superfícies vegetadas e, assim, determinar a evapotranspiração. O balanço de água no solo, por sua vez, utilizando sondas TDR tem sido utilizado para estimar a evapotranspiração e a eficiência no uso de água em diversas culturas (SILVA et al., 2014; SHARMA et al., 2016; JANIK et al., 2017). O método do balanço de água no solo vem sendo utilizado como uma alternativa ao método de lisímetro, que é considerado caro (OCHOA et al., 2007; DEB et al., 2012) e o método METRIC, que emprega o método residual da equação do balanço de energia para estimar a ET_c para cada pixel da imagem via sensoriamento remoto. No entanto, pouco se compara o desempenho dos três métodos.

Desse modo, objetivou-se determinar o comportamento dos componentes do balanço de energia (calor latente, calor sensível e fluxo de calor no solo), assim como o dos componentes do balanço de água no solo (precipitação, variação do armazenamento de água, drenagem profunda, ascensão capilar e a

evapotranspiração) e comparar a evapotranspiração estimada pelos métodos do balanço de energia com uso da razão de Bowen, do balanço de água no solo com uso de sondas TDR e METRIC, para a cultura da *Brachiaria decumbens*, nas condições edafoclimáticas dos tabuleiros costeiros da região de Cruz das Almas, BA, Brasil.

4.2. MATERIAL E MÉTODOS

4.2.1. Localização e caracterização da área

O experimento foi realizado na Universidade Federal do Recôncavo da Bahia (UFRB), localizada no município de Cruz das Almas/BA, cujas coordenadas geográficas são: latitude 12° 44' 39" S, longitude 39° 06' 23" O e a altitude de 225 m acima do nível do mar. O clima local é do tipo Af de acordo com a classificação de Köppen (ALVARES et al., 2013), com temperatura média de 24 °C, temperatura máxima média de 29 °C e temperatura mínima média de 20 °C, umidade relativa média de 81 %, velocidade do vento média de 2,7 m·s⁻¹ e a precipitação média da região é de 1139 mm segundo dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) de 1972 a 2001, os meses mais chuvosos são abril, maio e junho (Figura 1).

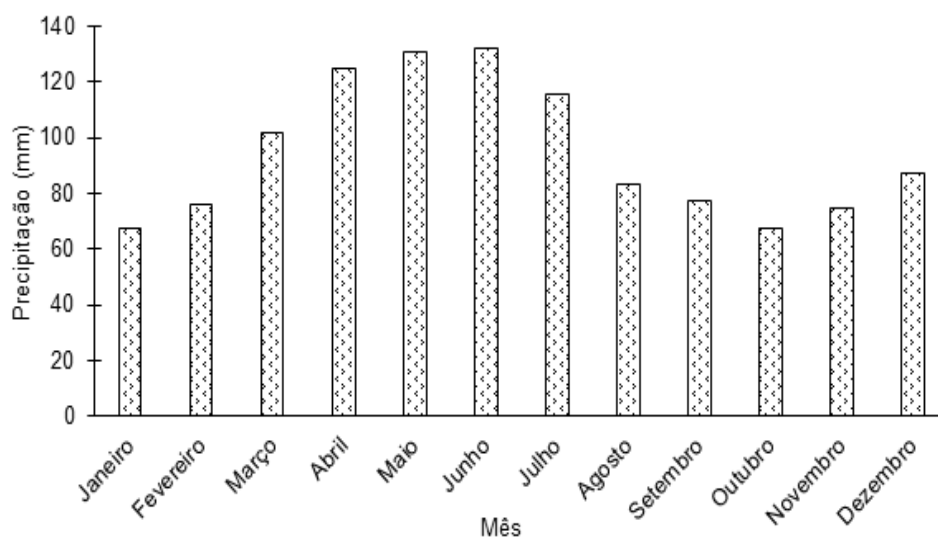


Figura 1. Variação da precipitação média mensal para o município de Cruz das Almas/BA segundo os dados do INMET de 1972 a 2001.

O ensaio foi conduzido em uma área coberta por vegetação de *Brachiaria decumbens* (Figura 2), entre 02/09/2016 e 30/04/2017, com a duração de 241 dias.

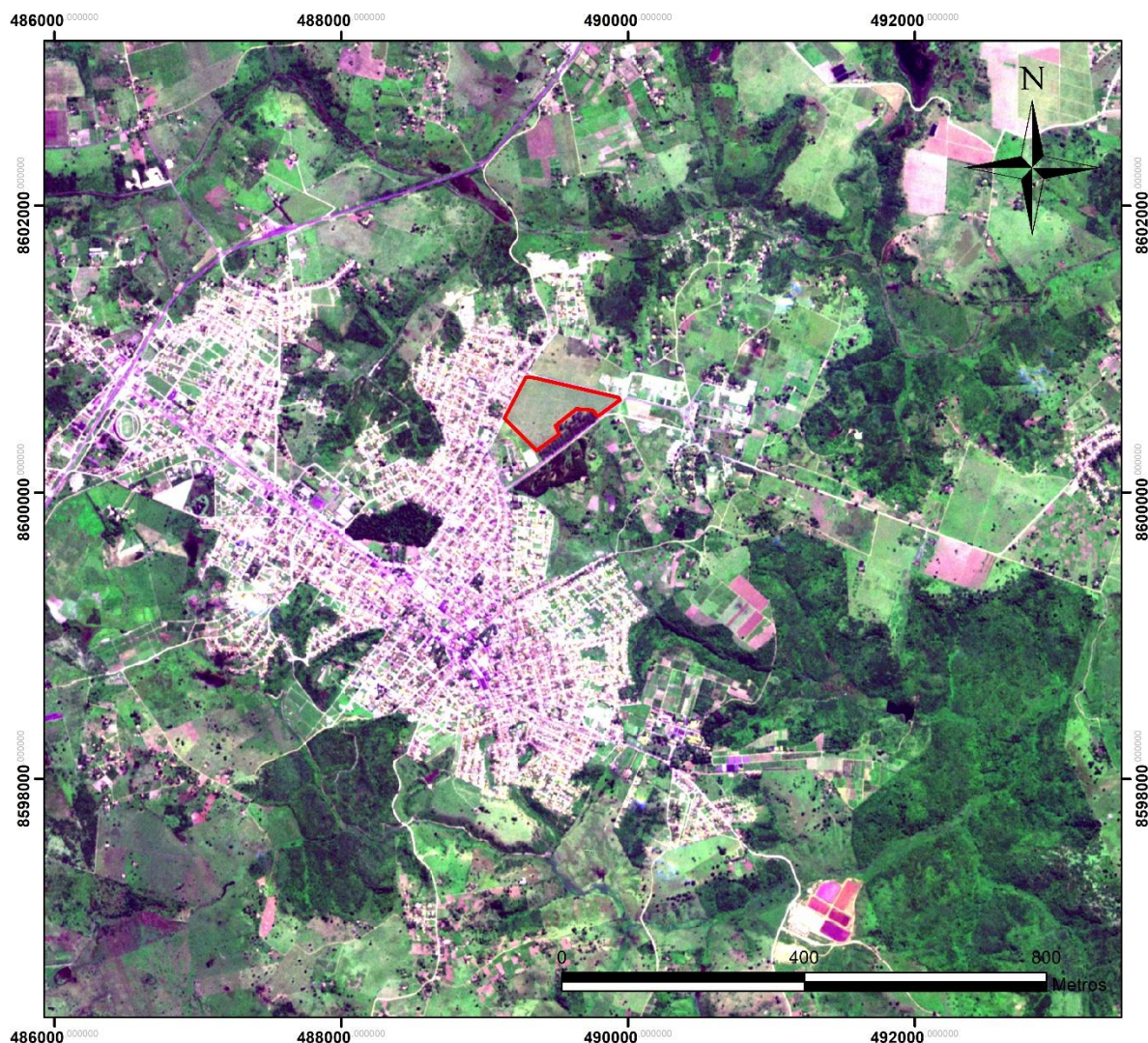


Figura 2. Imagem do satélite RapidEye, em detalhe a área experimental de *Brachiaria decumbens*.

4.2.2. Plataforma de coleta de dados

Os equipamentos foram instalados em dois pontos (Figura 3). O Ponto I foi equipado com os seguintes sensores, que determinarão as seguintes variáveis: saldo radiômetro: radiação líquida ($W \cdot m^{-2}$), sondas de umidade: umidade do solo ($cm^3 \cdot cm^{-3}$), termopares: temperatura do solo ($^{\circ}C$), placas de fluxo de calor no solo: fluxo de calor no solo ($W \cdot m^{-2}$) e pluviômetro: precipitação (mm). O Ponto II foi equipado com os seguintes sensores, que determinaram as seguintes variáveis: dois termohigrometros: temperatura ($^{\circ}C$), umidade relativa (%) e um anemômetro: velocidade ($m \cdot s^{-1}$) e direção do vento do vento.



Figura 3. Imagem do satélite RapidEye, em detalhe a área experimental e os pontos onde estão localizados os equipamentos instalados: Ponto I e Ponto II.

Foram utilizados três *dataloggers* para obterem os dados: um *datalogger* CR800 (Campbell Scientific. Inc., Logan, Utah, USA) para a obtenção dos dados do balanço de água no solo com sondas TDR e dois *dataloggers* CR1000 (Campbell Scientific. Inc., Logan, Utah, USA) para a coleta dos dados micrometeorológicos e do sistema de razão de Bowen.

4.2.3. Balanço de energia a partir da razão de Bowen (BERB)

O fluxo de calor latente (LE) foi determinado pela razão de Bowen, partindo do balanço de energia no sistema solo-planta-atmosfera que é constituído dos fluxos de calor latente (LE), calor sensível (H), calor no solo (G) e o saldo de radiação (Rn), energia armazenada na copa das plantas (S) e da utilizada no processo fotossintético

(P). Esses dois últimos termos têm sido negligenciados no cômputo do balanço de energia, pois são difíceis de computar e têm baixa representatividade no balanço de energia ($\pm 4\%$). Com isso, o balanço de energia (BOWEN, 1926) reduz-se à Equação 1:

$$Rn = LE + H + G \quad (1)$$

Em que: Rn é o saldo de radiação ($W \cdot m^{-2}$); LE é o fluxo de calor latente ($W \cdot m^{-2}$); H é o fluxo de calor sensível ($W \cdot m^{-2}$) e G é o fluxo de calor no solo ($W \cdot m^{-2}$).

A determinação de cada um dos parâmetros da Equação 1 foi realizado como descrito a seguir. O saldo de radiação (Rn) foi obtido a partir de um saldo radiômetro modelo CNR4 (Kipp & Zonen BV., Delft, The Netherlands) instalado a 1,5 m de altura da superfície, em que ele mede os quatro componentes (Rg , Rr , $Ratm$ e $Rsup$) aferidos de forma separada. O balanço de radiação foi obtido a partir da Equação 2:

$$Rn = Roc + Rol = (Rg - Rr) + (Ratm - Rsup) \quad (2)$$

Em que: Roc é o saldo de radiação de ondas curtas ($W \cdot m^{-2}$); Rol é o saldo de radiação de ondas longas ($W \cdot m^{-2}$); Rg é a radiação global ($W \cdot m^{-2}$); Rr é a radiação refletida ($W \cdot m^{-2}$); $Ratm$ é a radiação emitida pela atmosfera ($W \cdot m^{-2}$) e a $Rsup$ é a radiação emitida e refletida pela superfície ($W \cdot m^{-2}$).

Além da determinação do saldo de radiação, foi obtido o percentual de reflectância da superfície vegetada, ou seja, o albedo (α), por meio da fração entre os dados medidos de Rg e Rr , a partir da Equação 3:

$$\alpha = \frac{Rr}{Rg} \times 100 \quad (3)$$

Para a obtenção do LE e H que correspondem à energia disponível na superfície envolvida na evaporação da água e ao aquecimento da superfície baseado na razão de Bowen, utilizaram-se as equações 4 e 5:

$$LE = \frac{Rn - G}{1 - \beta} \quad (4)$$

$$H = Rn - LE - G \quad (5)$$

Em que: β é a razão de Bowen (adimensional).

Os coeficientes de difusão turbulenta para calor e vapor d'água para a obtenção do valor de β (adimensional), são dados pela Equação 6:

$$\beta = \gamma \frac{K_h \Delta T}{K_w \Delta e} \quad (6)$$

Em que: γ é o fator psicrométrico ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$); K_h e K_w são os coeficientes de difusão turbulenta de calor sensível e de vapor d'água; ΔT é o gradiente vertical de temperatura do ar ($^\circ\text{C}$) e Δe é o gradiente vertical de pressão de vapor d'água (kPa).

Na ausência de advecção de calor sensível (regional ou local) e em condições de neutralidade atmosférica, $K_h = K_w$, simplificando da Equação 6, resulta a Equação 7 (ROSENBERG et al., 1983; MONTEITH; UNSWORTH, 2007):

$$\beta = \gamma \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \quad (7)$$

As correções dos dados da razão de Bowen (β) foram de acordo com as diretrizes sugeridas por Payero et al. (2003). Para estimar o coeficiente psicrométrico, foi utilizada a Equação 8:

$$\gamma = \frac{p \cdot C_p}{\lambda \varepsilon} \quad (8)$$

Em que: p é a pressão atmosférica (kPa); C_p é a capacidade calórica do ar em pressão constante ($4190 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$); λ é o calor latente de vaporização ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$) e ε é a proporção de pesos moleculares de vapor de água e ar (0,622).

Os gradientes verticais de temperatura e pressão de vapor d'água foram determinados a partir de dois termo-higrômetro HMP60 (Vaisala, Inc., Helsinki, Finland) instalados a 0,3 m (z_1) e 1,8 m (z_2) acima do dossel vegetal.

O fluxo do calor no solo (G) foi medido a partir das médias de duas placas de fluxo de calor no solo modelo HFP01 (Hukseflux Thermal Sensors BV., Delft, The Netherlands). O valor de G foi calculado a partir de um método combinado (PAYERO et al., 2005), o qual corrige fluxos de calor medidos pelas placas de fluxo de calor enterradas, avaliando a capacidade de calor do solo na superfície, medindo a variação de sua temperatura ao longo do tempo e o efeito do teor de umidade no solo. Para isso, as placas foram instaladas na profundidade de 0,08 m, acrescidas da energia armazenada acima dos 0,08 m até a superfície, com a instalação de dois termopares

modelo TCAV-L (Campbell Scientific. Inc., Logan, Utah, USA) para a medição da diferença de temperatura do solo, localizados a 0,02 e 0,06 m de profundidade e um CS616 (Campbell Scientific. Inc., Logan, Utah, USA) para a obtenção da umidade instalada a 0,04 m, mediante a Equação 9 (OKE, 1987):

$$G = G_8 + C_v \left(\frac{\Delta T_g}{\Delta t_g} \right) dZ \quad (9)$$

Em que: G_8 é o fluxo de calor no solo a 8 cm ($W \cdot m^{-2}$); C_v é a capacidade calórica do solo úmido ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$); ΔT_g é a diferença entre duas temperaturas (K); Δt_g é o intervalo de tempo (s) e dZ é a diferença de profundidade (m).

Para obter a capacidade calórica do solo (C_v) presente na Equação 9, é necessária a compreensão da relação entre a quantidade de calor absorvido pelo solo e o aumento da temperatura a ela associada, expressa pela Equação 10 (KLUITENBERG, 2002):

$$C_v = C_m f_m + C_o f_o + C_w f_w \quad (10)$$

Em que: C_m é a capacidade calórica do componente mineral ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$); f_m é a fração volumétrica do componente mineral ($m^3 \cdot m^{-3}$); C_o é a capacidade calórica do componente orgânico ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$); f_o é a fração volumétrica do componente orgânico ($m^3 \cdot m^{-3}$); C_w é a capacidade calórica da água ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$) e f_w é a fração volumétrica da água ($m^3 \cdot m^{-3}$).

A obtenção das frações das amostras dos componentes mineral, orgânico e hídrica presentes na Equação 10 foi determinada a partir da Equação 11:

$$f = \frac{V}{V_s} \quad (11)$$

Em que: v é o volume do componente do solo (m^3) e v_s é o volume da amostra total do solo (m^3).

Substituindo a fração f na base de volume (v) para peso (M), através da densidade (d) de cada um dos componentes do solo da Equação 12.

$$C_v = C_m \left(\frac{M_m d_s}{M_{ss} d_m} \right) + C_o \left(\frac{M_o d_s}{M_{ss} d_o} \right) + C_w \left(\frac{M_w d_s}{M_{ss} d_w} \right) \quad (12)$$

Em que: M_m é o peso da fração do componente mineral (kg); M_o é o peso da fração do componente orgânico (kg); M_w é o peso da fração de água (kg); M_{ss} é o peso do solo seco (kg); d_m é a densidade da fração mineral ou densidade partículas ($2,65 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$); d_o é a densidade da fração orgânica do solo ($1,30 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$) e d_w é a densidade da fração hídrica do solo ($1,00 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$).

Segundo Kluitenberg (2002), os valores obtidos da capacidade calórica dos componentes mineral, orgânicos e hídrico são respectivamente $C_m = 2,01 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$, $C_o = 2,51 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$ e $C_w = 4,19 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$, substituindo a Equação 13.

$$C_v = 2,01 \left(\frac{M_m d_s}{M_{ss} 2,65} \right) + 2,51 \left(\frac{M_o d_s}{M_{ss} 1,30} \right) + 4,19 \left(\frac{M_w d_s}{M_{ss} 1,00} \right) \quad (13)$$

Simplificando a Equação 13, tem-se a Equação 14:

$$C_v = d_s \left(\frac{2,01 M_m}{2,65 M_{ss}} + \frac{2,51 M_o}{1,30 M_{ss}} \right) + 4,19 \theta_v \quad (14)$$

Em que: θ_v é a umidade do solo à base de volume ($\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$).

4.2.4. Balanço de água no solo a partir do monitoramento de sondas TDR

O balanço de água no solo é um método indireto para estimar evapotranspiração e baseia-se no princípio da conservação de massa (ZHANG et al., 2008), a partir da Equação 15:

$$ETc = PE + IR - R \pm \Delta AZ + A_c - D_p \quad (15)$$

Em que: ETc é a evapotranspiração da cultura (mm); PE é a precipitação (mm); IR é a irrigação (mm); A_c é a ascensão capilar (mm); D_p é a drenagem profunda (mm); R é o escoamento superficial (mm) e ΔAz é a variação no armazenamento de água no solo (mm);

A umidade do solo na área experimental foi monitorada em três perfis. Para cada perfil foram instaladas sete sondas TDR, seis sondas TDR, para a informação do armazenamento de água no solo na camada 0-80, totalizando 12 sondas TDR para o monitoramento da umidade solo. A precipitação (PE) foi determinada por meio de um pluviômetro modelo TE525MM-L (Campbell Scientific. Inc., Logan, Utah, USA)

instalado a 0,5 m. A irrigação (IR) não houve, portanto, contabilizada como nula. A variação no armazenamento de água no solo (ΔAz) na camada 0-80 cm foi determinada pela diferença dos valores do armazenamento de água nos tempos inicial e final de cada período de 24h considerado, expressa pela Equação 16:

$$\Delta Az = (\theta_f - \theta_i)Z \quad (16)$$

Em que: θ_f é a umidade volumétrica final ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$); θ_i é a umidade volumétrica inicial ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) e z é a profundidade (mm).

A ascensão capilar (A_c) e a drenagem profunda (D_p) foram estimadas com base na equação de Darcy- Buckingham:

$$q = -K(\theta) \frac{\theta_t(80\text{cm}) - \theta_t(120\text{cm})}{40} \quad (17)$$

Em que: $K(\theta)$ (mm) é a condutividade hidráulica em função do conteúdo de água no solo para a profundidade de 1,00 m; $\theta_t(0,80\text{m})$ e $\theta_t(1,20\text{m})$ são os potenciais totais, e 40 é a espessura do solo, em cm, entre os potenciais estimados a partir da umidade obtidos pela sondas TDR.

4.2.5. Estimativa da evapotranspiração de referência: Equação FAO Penman-Monteith

A evapotranspiração de referência (ET_o) foi obtida a partir do método Penman-Monteith padronizado no boletim 56 da FAO via *software* REF-ET versão 4.1 (ALLEN, 2015). Os dados utilizados pelo método foram a partir dos dados obtidos pela Estação Meteorológica de Observação de Superfície Automática (Cruz das Almas – A406), pertencente ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), considerando a resistência estomática igual a $0,70 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$ e a altura da cultura igual a 0,12 m. De acordo com Allen et al. (2006), a equação FAO Penman-Monteith assume a seguinte forma para a evapotranspiração de referência, segundo a Equação 18:

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(Rn - G) + \gamma \frac{900}{T_{med} + 273} u_s (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (18)$$

Em que: T_{med} é a temperatura média diária do ar a 2m de altura ($^{\circ}\text{C}$); U_2 é a velocidade do vento média diária a 2m de altura ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); e_s é a pressão de saturação do vapor

média diária (kPa); e_a é a pressão atual de vapor média diária (kPa) e Δ é a declividade da curva de pressão de saturação de vapor no ponto de $T_{\text{méd}}$ ($\text{kPa}\cdot\text{C}^{-1}$)

4.2.6. Sensoriamento remoto na determinação do balanço de energia via METRIC

Para o uso do sensoriamento remoto foram empregadas imagens de Landsat-7 (216 *path* / 69 *row*) e Sentinel 2A. As imagens apresentam as seguintes bandas para Landsat 7 (Tabela 1) e Sentinel 2A (Tabela 2). As imagens de Sentinel 2A foram utilizados para aumentar a resolução temporal para obtenção de dados de NDVI.

Tabela 1. Características das imagens do satélite Landsat 7.

Banda	Significado	Faixa espectral (μm)	Resolução espacial (m)
1	Azul	0,45 – 0,52	30
2	Verde	0,52 – 0,60	30
3	Vermelho	0,63 – 0,69	30
4	Infravermelho próximo	0,76 – 0,90	30
5	Infravermelho médio	1,55 – 1,75	30
6	Infravermelho térmico	10,40 – 12,50	60
7	Infravermelho médio	2,08 – 2,35	30

Tabela 2. Características das imagens do satélite Sentinel 2A.

Banda	Significado	Banda central (μm)	Resolução espacial (m)
1	Aerossol	0,443	60
2	Azul	0,490	10
3	Verde	0,560	10
4	Vermelho	0,665	10
5	Infravermelho próximo 1	0,705	20
6	Infravermelho próximo 2	0,740	20
7	Infravermelho próximo 3	0,783	20
8	Infravermelho próximo 4	0,842	10
8A	Infravermelho próximo 5	0,865	20
9	Infravermelho de onda curta 1	0,940	60
10	Infravermelho de onda curta 2	1,375	60
11	Infravermelho de onda curta 3	1,610	20
12	Infravermelho de onda curta 4	2,190	20

Para o Landsat 7 foram utilizadas três imagens: 12/09/2016, 23/03/2017 e 24/04/2017, e para o Sentinel 2A outras três imagens: 07/12/2016, 06/01/2017 e 24/04/2017. Estas imagens foram as escolhidas por não apresentarem nuvens na área em estudo, tornando-se apta para ser processadas desde os *softwares* QGIS 2.18.7 e ERDAS IMAGINE 9.1.

A base teórica do método METRIC foi descrita por Allen et al. (2007). De acordo com o método, a evapotranspiração (LE) é determinada aplicando a equação de equilíbrio de energia, em que a energia consumida pelo processo LE é calculada pelo resíduo a partir da Equação 1. Para o modelo METRIC para o saldo de radiação para cada pixel obteve-se a partir da Equação 19:

$$Rn = (1 - \alpha)Rg - Ratm - Rsup - (1 - \varepsilon_0)Ratm \quad (19)$$

Em que: ε_0 é a emissividade da atmosfera (adimensional);

O albedo, α (Equação 20) foi calculado a partir dos dados de refletividade para as bandas 1 a 5 e 7, no modelo proposto por Tasumi et al. (2007):

$$\alpha = 0,254\rho_1 + 0,149\rho_2 + 0,147\rho_3 + 0,311\rho_4 + 0,103\rho_5 + 0,036\rho_7 \quad (20)$$

Rg foi estimado utilizando o modelo descrito por Allen et al. (2007), a partir do tempo, dias juliano, localização, declive do terreno e aspecto, assumindo que as condições de céu claro como o céu limpo é um pré-requisito para a imagem de satélite ser utilizado (ALLEN et al., 2011). Para obter a radiação emitida pela atmosfera foi utilizado a Equação 21:

$$R_{atm} = \varepsilon_0 \sigma T_{ar} \quad (21)$$

Em que: σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} [W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}]$) e a T_{ar} é a temperatura do ar (K).

A emissividade da atmosfera foi obtida a partir da Equação 22:

$$\varepsilon_0 = 0,85(-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (22)$$

O fluxo de calor no solo (G) presente na Equação 23 e 24 foi determinada como uma fração de radiação líquida (ALLEN et al., 2007).

$$\text{Para } LAI \geq 0,5 \rightarrow G = (0,05 + 0,18e^{-0,52LAI})Rn \quad (23)$$

$$\text{Para } LAI < 0,5 \rightarrow G = 1,8(T_s - 273,15) + 0,084Rn \quad (24)$$

Em que:

LAI é o índice de área foliar ($m^2 \cdot m^{-2}$).

Para cada pixel foi determinado o LAI a partir do índice SAVI (Equação 25):

$$LAI = \frac{-\ln\left[\frac{(0,69 - SAVI)/0,59}{0,91}\right]}{0,91} \quad (25)$$

Em que: SAVI é o índice de vegetação ajustado ao solo.

O fluxo de calor sensível (H) obtém para cada pixel a partir da Equação 26:

$$H = \rho_{ar} \cdot C_p \frac{\Delta T}{r_{ah}} \quad (26)$$

Em que: ρ_{ar} é a densidade do ar ($kg \cdot m^{-3}$); C_p é o calor específico a pressão constante ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$) e r_{ah} é o arrasto entre duas alturas perto da superfície (normalmente entre 0,1 e 2 m) calculado como uma função para cada pixel.

Para obter r_{ah} faz uma extrapolação da velocidade do vento para 200 m, em que a temperatura é independente de H com base na teoria Monin-Obukhov. ΔT é obtido a partir do modelo proposto Bastiaansen et al. (1998), o que faz com que haja uma relação linear com a temperatura desta superfície (Equação 27):

$$\Delta T = b + a \cdot Ts_{datum} \quad (27)$$

Em que: a e b são os coeficientes empíricos que se obtêm de forma empírica; Ts_{datum} é a temperatura da superfície ajustada a uma altitude em comum, utilizando o modelo digital do terreno e um gradiente vertical de temperatura. Calcula-se a partir de Ts incorporando todos os efeitos de instabilidade do fator de rugosidade aerodinâmica r_{ah} .

A determinação empírica dos fatores que estabelecem a relação linear (Equação 9) é feita a partir da seleção de dois pixels de calibração. Para o caso de pixel quente, deve ser escolhido dentro de uma imagem em que o pixel pode ser estabelecido após um balanço de água no solo que o valor de LE é zero. Estes pixels são tipicamente de solos sem vegetação com maior valor de temperatura, portanto, chamado de pixel quente. Para selecionar o pixel frio deve-se escolher uma superfície coberta com alto grau de cobertura e muito bom estado hídrico, de modo que possa ser considerada como tendo uma evapotranspiração 5% mais elevada do que a evapotranspiração alfafa referência ($LE_{FRIO}=1,2 \cdot ET_0$). Esse pixel marca geralmente as temperaturas mais baixas na imagem e é chamado de pixel frio. Portanto em ambos os pixels quente e frio deve-se cumprir a equação do balanço de energia respectivamente (Equação 28 e 29):

$$\text{Pixel quente} \rightarrow H_{quente} = (Rn - G)_{quente} \quad (28)$$

$$\text{Pixel frio} \rightarrow H_{frio} = (Rn - G)_{frio} - LE_{frio} \quad (29)$$

O fator ΔT , obtém-se aplicando o modelo METRIC (Allen et al., 2007b) sobre cada um dos pixels pela média de uma janela selecionados 3x3 de pixels ΔT_{quente} (Equação 29) e ΔT_{frio} (Equação 30) para cada imagem. Os detalhes para os cálculos pode ser observando na publicação do modelo METRIC (Allen et al., 2007):

$$\Delta T_{quente} = \frac{(Rn - G)_{quente} \cdot r_{ahquente}}{\rho_{arquente} \cdot C_p} \quad (30)$$

$$\Delta T_{frio} = \frac{(Rn - G - LE)_{frio} \cdot r_{ahfrio}}{\rho_{ar\ frio} \cdot C_p} \quad (31)$$

Os coeficientes da Equação 31 são obtidos a partir da Equação 32 e 33:

$$a = \frac{\Delta T_{quente} - \Delta T_{frio}}{Ts_{quente} - Ts_{frio}} \quad (32)$$

$$b = \Delta T_{quente} - a \cdot Ts_{quente} \quad (33)$$

A evapotranspiração na hora da passagem do satélite ET instantânea ($\text{mm} \cdot \text{hora}^{-1}$), calcula-se para cada pixel pelo o consciente de LE ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) pelo calor latente de vaporização, e depois multiplicando pelo fator 3600 para converter de segundos a escala horaria. O consciente ET_{inst}/ETO_{inst} pode considerar constante na hora da passagem do satélite, sendo ETO_{inst} , a evapotranspiração de referência a escala horaria (Allen et al. 2007). A partir disso, a evapotranspiração de cultivo determina-se a partir da Equação 34.

$$ET = \frac{ET_{inst}}{ETO_{inst}} ETO \quad (34)$$

4.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.3.1. Condições registradas na área experimental

Na Tabela 3, são apresentados os dados meteorológicos do local durante os meses de setembro de 2016 a abril de 2017. A temperatura média do ar foi de 25,21 °C, variando de 22,77 °C (mês de setembro de 2016) a 26,25 °C (mês de janeiro de 2017). A umidade relativa variou de 71,30%, no mês de janeiro de 2017, a 83,05% no mês de setembro de 2016. Em relação à precipitação total durante o experimento, essa foi de 411 mm. O mês com a maior precipitação foi o mês de abril de 2017, 117 mm. Segundo Kousky (1980), são chuvas que possivelmente estão associadas à máxima convergência dos alísios com a brisa terrestre, a qual atua mais durante as estações de outono e inverno, quando o contraste de temperatura entre a terra e o mar é maior. O mês mais seco foi janeiro de 2017, 20 mm. As precipitações diárias estão apresentadas na Figura 4. A maior precipitação que ocorreu durante o experimento foi no dia 18/03/2017, com uma precipitação de 43,2 mm, que correspondeu a 74% da precipitação do mês de março. Quanto à velocidade do vento a 2 metros de altura, a menor média obtida foi no mês de abril de 2017 (1,15 m·s⁻¹) e a maior média obtida foi no mês de novembro de 2016 (1,87 m·s⁻¹).

Tabela 3. Temperatura do ar (T_{ar}), umidade relativa (UR), velocidade do vento a 2 metros (U_2) e precipitação observadas no período de setembro de 2016 a abril de 2017 sob vegetação de *Brachiaria decumbens*.

Mês	T_{ar} (°C)	UR (%)	Precipitação (mm)	U_2 (m·s ⁻¹)
Set - 16	22,77	83,05	74	1,33
Out - 16	24,65	78,66	52	1,63
Nov - 16	25,38	75,09	22	1,87
Dez - 16	26,09	74,09	46	1,64
Jan - 17	26,25	71,30	20	1,43
Fev - 17	26,31	72,08	24	1,18
Mar - 17*	-	-	58	-
Abr - 17	25,02	81,35	117	1,15

* O mês de Mar - 17 houve problemas com os dados de T_{ar} , UR e U_2 da plataforma de coleta de dados.

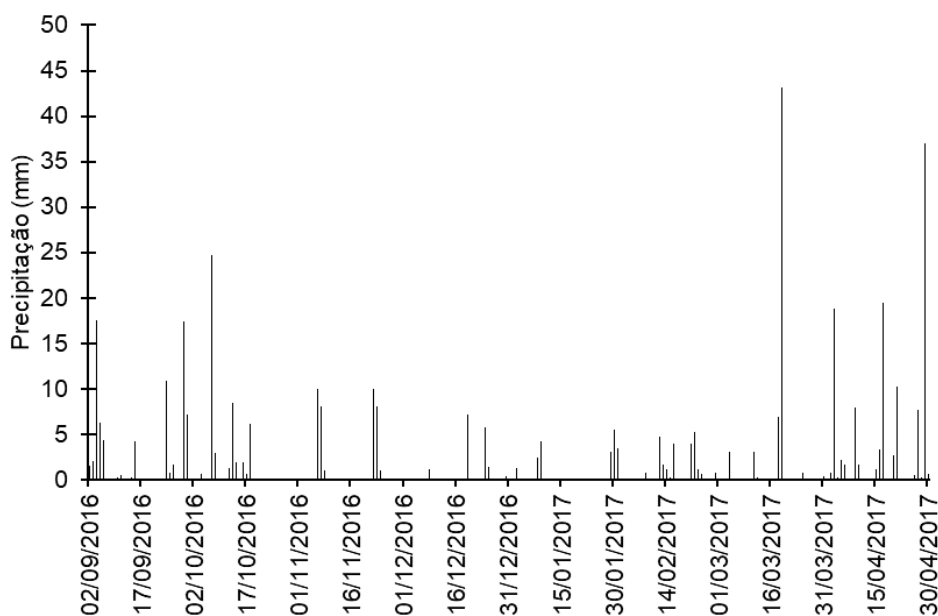


Figura 4. Precipitações diárias registradas durante os meses de setembro de 2016 a abril de 2017.

Na Figura 5, ilustra a distribuição da velocidade do vento por classe. Em 30,2% dos dados observados, a velocidade do vento comportou-se entre 2,10 a 3,60 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; 28,9% dos dados comportou-se entre 0,50 a 2,10 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; 28,1% entre 3,60 a 5,70 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; 9,1% dos dados foram registrados como 0 a velocidade do vento e 3,7% entre 5,70 a 8,80 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

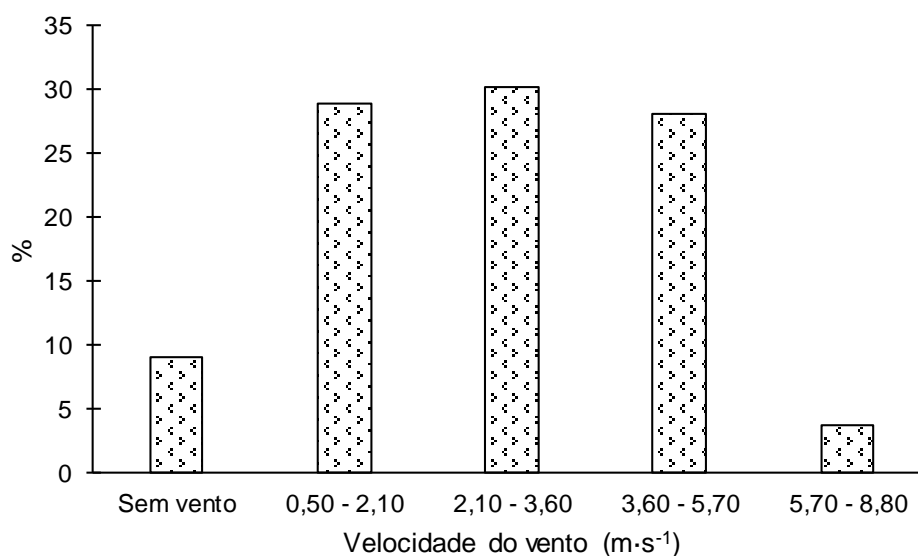


Figura 5. Distribuição da velocidade do vento por classe durante os meses de setembro de 2016 a abril de 2017.

Em relação a direção do vento predominantemente durante o estudo, transcorreu do setor sudeste na direção onde estão localizados os eucaliptos, como pode-se observar na Figura 6. A partir da informação da direção do vento, pode-se afirmar que área de onde proveem a direção predominante do vento consiste na área de maior influência (*footprint*) para as medições dos fluxos de calor latente e sensível (LE e H).

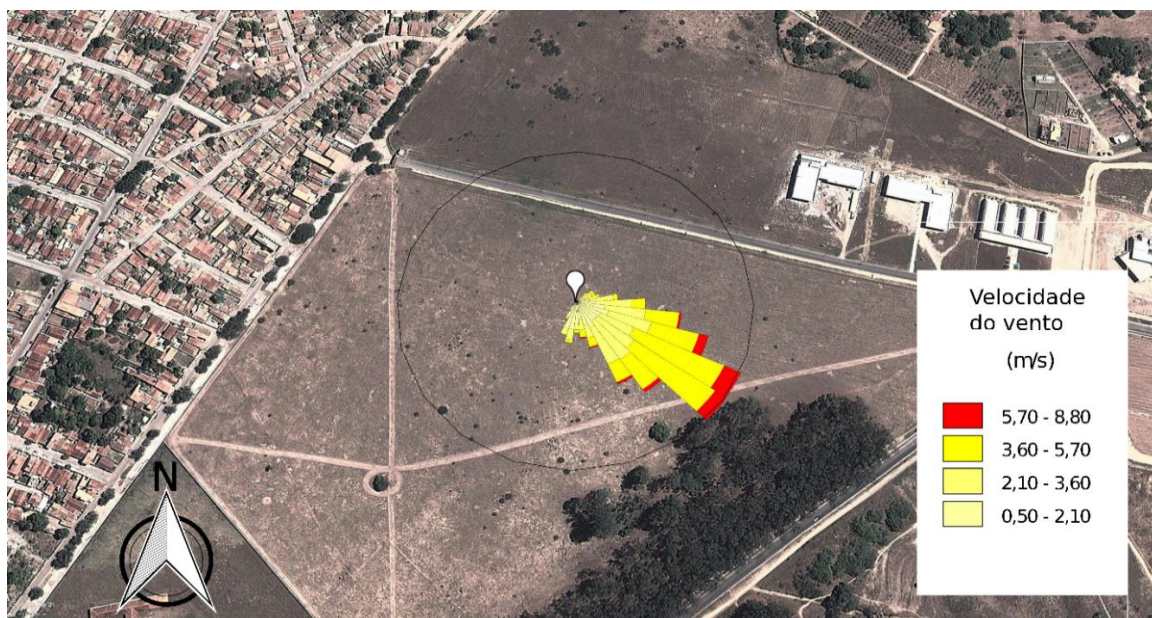


Figura 6. Distribuição da direção do vento e velocidade do vento em classes observado durante os meses de setembro de 2016 a abril de 2017.

Na Tabela 4, é apresentada a variação do NDVI (Índice de Vegetação da Diferença Normalizada), na área de *Brachiaria decumbens*. Para as datas que foram obtidas o NDVI os valores foram constantes, exceto para datas 12/09/2016 (0,610) e 24/04/2017 (0,539) ocasionado pelo fim e início do período chuvoso na região, respectivamente.

Tabela 4. Valores médios para o NDVI estimados a partir de imagens de satélite do Sentinel-2 MSI e Landsat 7-ETM+.

Data	12/09/16	27/11/16	07/12/16	06/01/17	23/03/17	24/04/17
NDVI	0,610	0,370	0,323	0,322	0,351	0,539

Na Figura 7, verifica-se a variabilidade do NDVI, na área de *Brachiaria decumbens*, a partir de imagens do sensor MSI do satélite Sentinel-2, com resolução espacial de 10 m, nas datas 27/11/2016, 07/12/2016 e 06/01/2017.

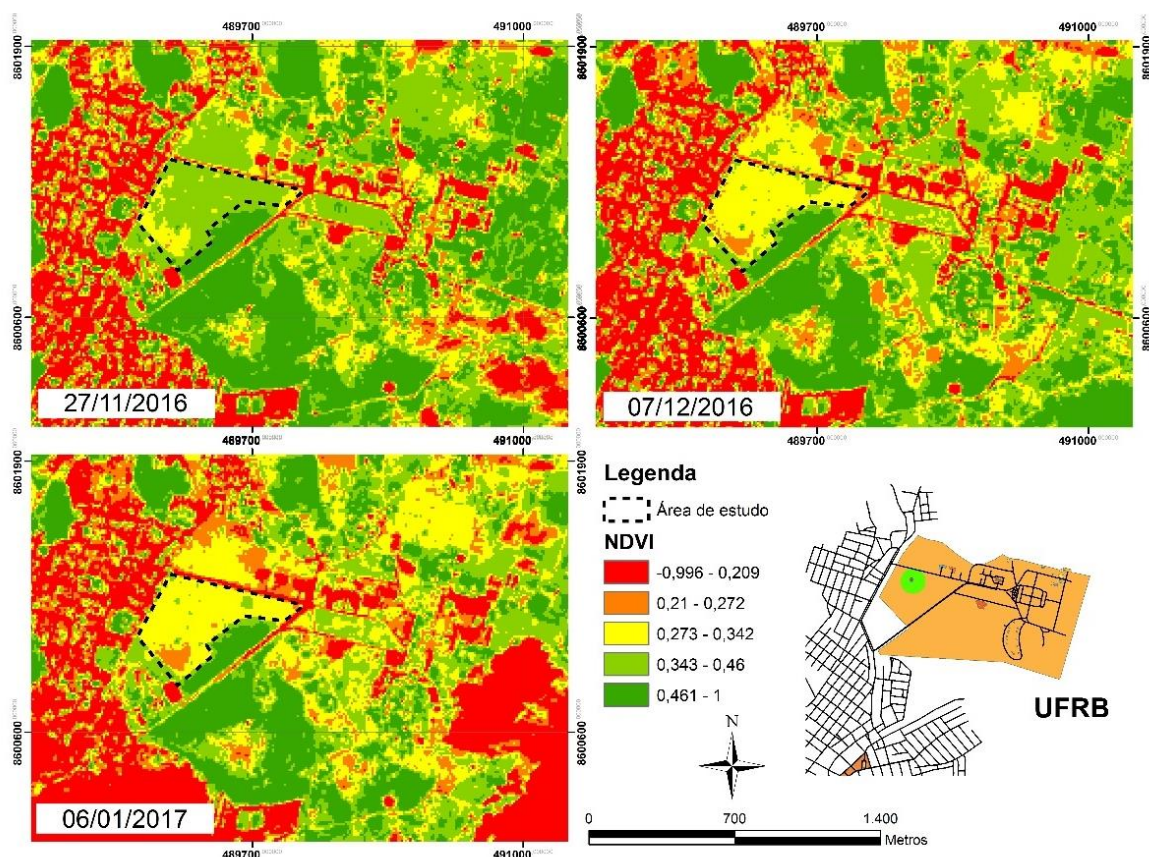


Figura 7. Variabilidade do NDVI, na área de *Brachiaria decumbens*, para as datas 27/11/2016, 07/12/2016 e 06/01/2017.

Nota-se, que ocorreu um decréscimo do valor do NDVI entre as datas 27/11/2016 e 06/01/2017. Isso é justificado pelo déficit hídrico na área em estudo, ocasionado pela escassez de precipitação, como é possível observar na Figura 4. A precipitação total para o período analisado do NDVI, foi de 47,1 mm. No entanto, 85% dessa precipitação ocorreu entre 07/12/2016 e 06/01/2017. Provavelmente essa precipitação entre os dois últimos períodos, fez com que não tenha sucedido um decréscimo acentuado no valor do NDVI. Resultados corroboram com outros autores, que afirmaram que o comportamento do NDVI é semelhante à precipitação, e o tempo da defasagem da precipitação influencia fortemente o NDVI (GONÇALVES, 2008; LUCAS; SCHULER, 2007).

4.3.2. Balanço de radiação

Na Tabela 5, observam-se os dados do balanço de radiação durante os meses de setembro/2016 a abril/2017. A radiação global (Rg) variou do maior valor no mês de janeiro de 2017 ($22,48 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$) ao menor valor no mês de abril de 2017 ($17,59 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$). O menor valor no mês de abril de 2017 deve-se a dois fatores: aumento da nebulosidade nesse mês e o menor recebimento de radiação por causa da declinação solar. O Rr oscilou entre 4,17 (outubro de 2016) e 2,81 $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (março de 2017). Os valores de Ratm variou entre 37,83 (dezembro de 2016) e 34,53 $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (setembro de 2016). Para Rsup, o maior valor foi obtido no mês de janeiro de 2017 ($43,25 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$) e o menor valor no mês de setembro de 2016 ($38,36 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$).

Tabela 5. Médias mensais do balanço de radiação de setembro de 2016 a abril de 2017, sob vegetação de *Brachiaria decumbens*.

Mês / Variável	*Rg	*Rr	*Ratm	*Rsup	Rr/Rg (α)	Rn/Rg
Set - 16	18,77	3,69	34,53	38,36	0,20	0,59
Out - 16	21,81	4,17	37,10	41,93	0,19	0,56
Nov - 16	20,92	3,93	35,10	39,79	0,19	0,58
Dez - 16	21,50	3,78	37,83	43,06	0,18	0,57
Jan - 17	22,48	3,82	37,28	43,25	0,17	0,57
Fev - 17	20,47	3,03	34,10	38,96	0,15	0,60
Mar - 17	19,61	2,81	37,78	43,00	0,14	0,60
Abr - 17	17,59	2,90	35,47	39,01	0,15	0,63

*Rg, Rr, Ratm e Rsup - As variáveis estão na unidade $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{dia}^{-1}$.

O Rn oscilou entre 0,56 e 0,63 de Rg para a área em estudo. Os meses com maiores valores da razão entre Rn e Rg, provavelmente deve-se a maior fração de molhamento da superfície, contribuindo para o aumento do Rn. Analisando o fluxo de energia e parâmetros de vegetação de produções irrigadas e ecossistema natural no semiárido, Teixeira et al. (2008) obtiveram valores de 0,48 a 0,55 de Rn/Rg. Segundo os mesmos autores, há uma alta relação entre Rn e Rg, portanto implica que Rn pode ser estimado a partir de Rg, e a relação entre os dois parâmetros é, em grande medida, afetada pelas medidas do albedo (α).

A variação do R_n , R_g e R_r sobre a superfície da *Brachiaria decumbens* em dias típicos com nebulosidade e sem nebulosidade pode ser observada na Figura 9. Analisando a Figura 8A, no dia 21 de novembro de 2016, observa-se nebulosidade durante todo o dia, ocasionando diminuição da R_g e a consequente diminuição do R_n e R_r . Observou-se também que os valores de R_g obtiveram picos próximos a $600 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, mas permaneceram abaixo de $400 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, durante maior parte do dia.

Na Figura 8B, por sua vez, no dia 29 de novembro de 2016, pôde-se observar uma excelente simetria das curvas de R_g , R_n e R_r durante todo o dia, exceto por volta das 8h da manhã; a causa para isso foi a nebulosidade observada na região de Cruz das Almas, na qual dificilmente ocorre um dia de céu limpo totalmente. Observou-se que, mediante a Figura 8B, os valores de R_g chegaram em torno de $1000 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, ao meio-dia.

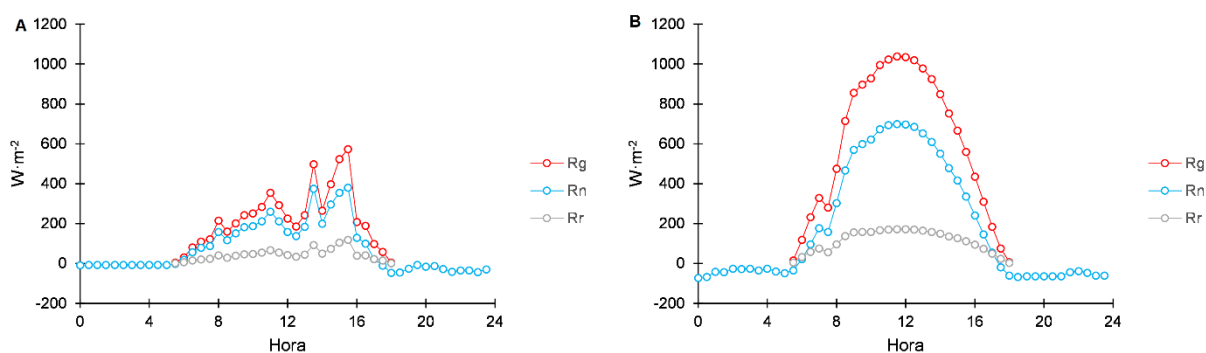


Figura 8. Valores diários dos componentes R_n , R_g e R_r para um dia típico de nebulosidade (A) e sem nebulosidade (B), na área de *Brachiaria decumbens*, nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.

4.3.3. Balanço de energia

A variação média mensal dos componentes do balanço de energia na área de *Brachiaria decumbens* nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas é indicada na Figura 9.

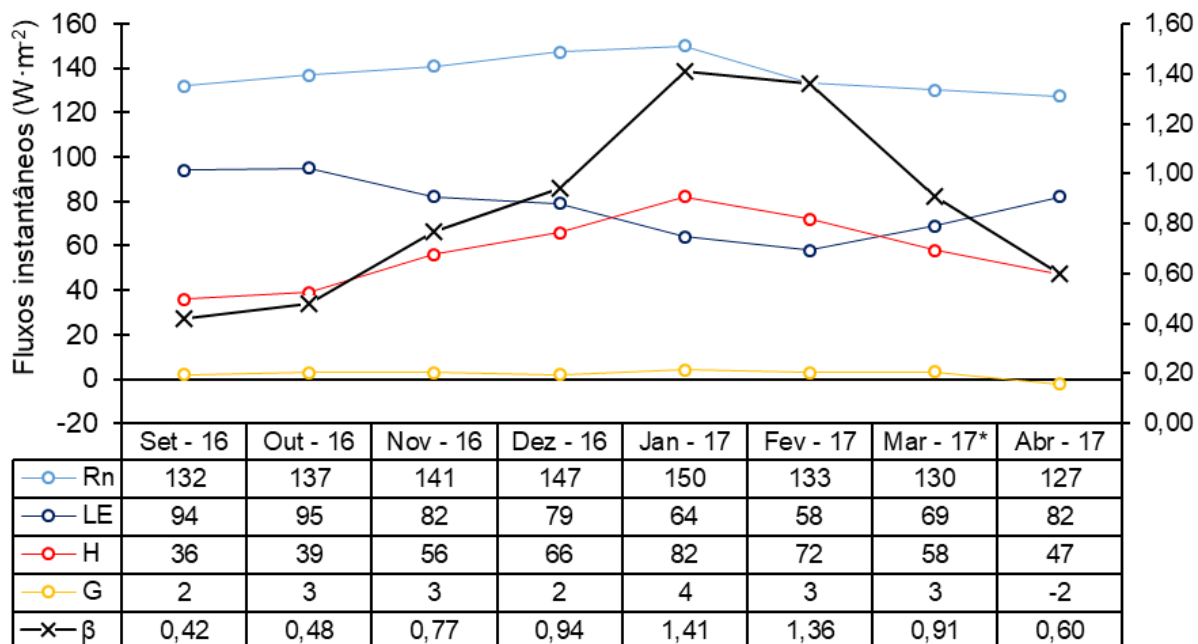


Figura 9. Valores mensais dos componentes do balanço de energia obtida a partir da razão de Bowen entre setembro (Set - 16) a maio (Mai - 17), na área de *Brachiaria decumbens*, nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas. *Mar-17 foram computados 7 dias por causa de problemas na plataforma de coleta de dados.

A maior média mensal verificada de Rn foi no mês de janeiro de 2017 ($148 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), e o menor valor foi registrada em abril de 2017 ($127 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), de acordo com o movimento de translação da Terra. Os maiores valores de LE foram observados nos meses mais úmidos e menores nos meses mais secos, e a maior média mensal foi observada no mês de outubro de 2016 ($95 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), e menor valor no mês de fevereiro de 2017, $58 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. O maior valor mensal de H foi observado no mês de janeiro de 2017, $82 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ e o menor valor no mês de setembro de 2016, $36 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Observa-se que, a partir de novembro de 2016, houve um aumento significativo do H. A tendência de aumento está associada ao déficit hídrico observado nos meses de novembro (Nov - 16), dezembro (Dez - 16), janeiro (Jan - 17) e fevereiro (Fev - 16), ocasionada pelas baixas precipitações ocorridas nesses meses (20,5; 45,8; 20; 24,3 mm respectivamente). É possível também observar a tendência nos meses de janeiro e fevereiro de 2017, o H tornou-se o maior componente no uso do balanço de energia, com 55% (Jan - 17) e 54% (Fev - 17) de H sendo utilizado no balanço de energia. A maior utilização do H no balanço de energia tem sido um comportamento evidenciado em locais áridos e semiáridos pelo déficit hídrico ocasionado pelas baixas

precipitações (TEIXEIRA et al., 2008; SANTOS et al., 2012; SOUZA et al., 2015). Souza et al., 2015, estudando o balanço de energia e o controle biofísico da evapotranspiração na caatinga em condições de seca intensa, observaram em média 77% do balanço de energia sendo utilizado para o H, tendo oscilado entre 63%, para os meses de maior disponibilidade hídrica, e 89% para os meses mais secos.

Em relação a G, observou-se que o maior valor médio foi verificado no mês de janeiro de 2017 ($4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) e o menor valor foi observado no mês de abril de 2017 ($-2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$). É necessário salientar que, nos meses em que o G foi positivo, significa que houve acúmulo de energia no solo nesses meses, e para os valores negativos, houve decréscimo de energia acumulada no solo.

Em relação aos valores da razão de Bowen (β), que é um parâmetro para verificar as condições de vapor d'água na atmosfera e, quanto menor seu valor, maior será a disponibilidade de água, e o inverso é verdadeiro. Observou-se que a menor média de β foi encontrada no mês de setembro de 2016 (0,42), e o maior valor encontrado no mês de janeiro de 2017 (1,41), e adveio do aumento da demanda evapotranspirativa, associada à alta temperatura e ao fechamento dos estômatos das plantas para prevenir a perda de água e conseqüentemente diminuir a evapotranspiração. Meirelles et al. (2011) empregando a razão de Bowen para *Brachiaria brizantha* na região do cerrado para o período chuvoso, que correspondeu entre novembro a dezembro de 2001, obtiveram valores que variaram de 0,36 a 0,70.

Na Figura 10, nota-se a evolução do ciclo diário dos fluxos instantâneos R_n , LE, H e G para um dia úmido (A), no dia 28/09/2016, e para um dia seco (B) no dia 25/01/2017. É possível observar que, na Figura 13A, o pico dos valores ocorreu por volta das 11h, com um valor de LE ($305 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), H ($141 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) e G ($16 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$). Em percentual, consistiu de 66% (LE), 31% (H) e 3% (G). No entanto, na Figura 10B, observa-se que os maiores valores foram observados em H, em torno das 11h30, com um valor de $532 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ para H, para LE de $206 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ e para G, $59 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Em percentual, os valores foram de 67% para H, 26% de LE e 7% de G.

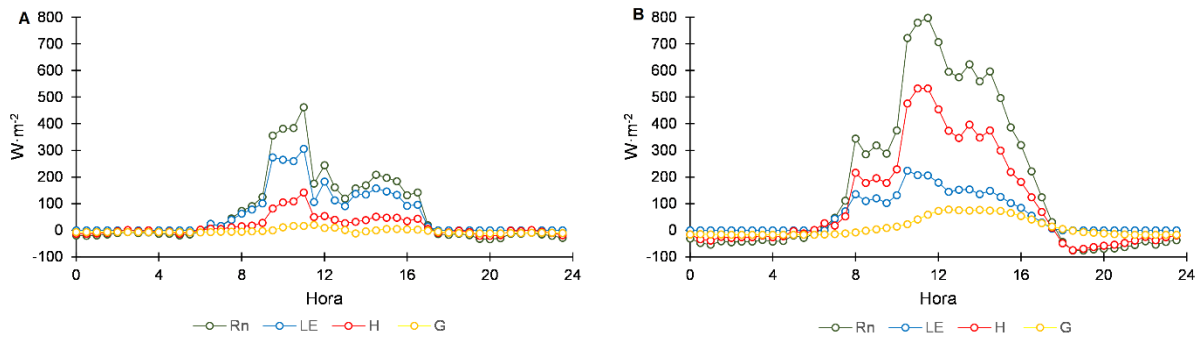


Figura 10. Evolução do ciclo diário de saldo de radiação, Rn; calor latente, LE; calor sensível, H; e fluxo de calor no solo, G; para um dia úmido (A) e um dia seco (B), na área de *Brachiaria decumbens* nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.

Os fluxos instantâneos da cultura foram estimados separados através do método METRIC para a área de *Brachiaria decumbens*, e comparados com os dados medidos em campo na Tabela 6. Os fluxos instantâneos da cultura foram calculados na hora da passagem do satélite, a partir de 41 de pixels presentes na área, e convertido para $W \cdot m^{-2}$ e $mm \cdot dia^{-1}$, respectivamente. Na data 23/03/2017 não foi possível obter os valores dos fluxos para o sistema de razão de Bowen por falhas nos equipamentos.

Em relação ao Rn, observa-se resultado satisfatório para a data 24/04/2017, com uma sobrestimativa de $51 W \cdot m^{-2}$, com um desvio padrão (DP) de $3 W \cdot m^{-2}$, para os dados estimados pelo método METRIC. Contudo para as datas 12/09/2016 e 24/04/2017, os resultados não foram satisfatórios com uma subestimativa de 120 (DP= $11 W \cdot m^{-2}$) e $96 W \cdot m^{-2}$ (DP= $12 W \cdot m^{-2}$) respectivamente. Certamente os resultados não foram satisfatórios para as datas 23/03/2017 e 24/04/2017 em consequência da baixa precisão na estimativa nos valores dos albedos, que impacta na estimativa do saldo de onda curta (Tabela 8).

Quanto ao LE, para a data 24/04/2017, o resultado foi satisfatório, subestimou em $3 W \cdot m^{-2}$ (DP= $25 W \cdot m^{-2}$). Entretanto para a data 12/09/2016, o método METRIC subestimou em $156 W \cdot m^{-2}$ (DP= $12 W \cdot m^{-2}$). Isso provavelmente deve-se à dificuldade em calibrar os pixels frios e quentes próxima a área, em decorrência do alto teor de nebulosidade na atmosfera. Para a variável H, a mesma tendência foi observada, na data 24/04/2017 observou um resultado satisfatório. No entanto, para a data 12/09/2016, os valores subestimaram em $89 W \cdot m^{-2}$ (DP= $20 W \cdot m^{-2}$), que em termos relativos é igual a 18%. Resultados semelhantes foram obtidos por Gonzalez-Piqueras

et al. (2015), que observaram um erro relativo para H de 21% na aplicação do modelo METRIC em videiras.

Tabela 6. Comparação do saldo de radiação (R_n ; $W \cdot m^{-2}$), fluxo de calor latente (LE; $W \cdot m^{-2}$), fluxo de calor sensível (H; $W \cdot m^{-2}$) e fluxo de calor no solo (G; $W \cdot m^{-2}$) obtidos *in situ* pela razão de Bowen (subscrito “B”) e estimado pelo método METRIC (subscrito “M”) a partir do Landsat 7-ETM+, na área de *Brachiaria decumbens*, nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.

Data	R_{nB}	R_{nM}	LE_B	LE_M	H_B	H_M	G_B	G_M
12/09/2016	600	480	418	262	259	170	43	47
23/03/2017	584	488	-	107	-	273	11	88
24/04/2017	548	599	303	278	232	232	13	72

Em termos de fluxos instantâneos para G, para a data 12/09/2016, verifica-se uma ótima estimativa para esse parâmetro, $43 W \cdot m^{-2}$ (medido) e $47 W \cdot m^{-2}$ (METRIC), com um erro desvio padrão de $15 W \cdot m^{-2}$. No entanto, para as datas 23/03/2017 e 24/04/2017, o método METRIC sobrestimou as medidas em campo. A tendência de sobrestimar os valores de G é compartilhada por outros trabalhos (GONZÁLEZ-DUGO et al., 2012; GONZÁLEZ-PIQUERAS et al., 2015). De acordo com Bastiaanssen (2000), G é o maior problema de acurácia nos modelos de balanço de energia. Segundo Gomes et al. (2013), G são representativos apenas para áreas muito pequenas, nas quais sejam minimizadas as influências da variação do tipo de solo e da cobertura vegetal, o que não sucede com as imagens de satélites do sensor ETM+ da Landsat 7, com pixel de 30 m, de baixa resolução, para estimativa de G.

A distribuição espacial dos fluxos instantâneos de R_n , LE, H e G, para a data 24/04/2017, estão presentes na Figura 11.

A distribuição dos valores de R_n , através da visualização do mapa, oscilou de 564 a $618,3 W \cdot m^{-2}$, ou seja, uma amplitude de $54,3 W \cdot m^{-2}$. Resultado semelhante foi obtido por Boegh et al. (2002), que obteve valores de 360 a $440 W \cdot m^{-2}$ sobre áreas agrícolas na Dinamarca. Giongo (2011), constatou que as regiões que apresentaram os menores valores albedo, foram a que apresentaram os maiores valores de R_n .

Para os fluxos instantâneos LE, observou-se uma variação entre 155,1 e $345,7 W \cdot m^{-2}$, com uma amplitude de $190,6 W$. H variou de 119,7 a $323,9 W \cdot m^{-2}$, com uma

amplitude de $52,67 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. A variabilidade que se encontra na área de LE e H, evidencia a grande heterogeneidade da superfície em estudo.

Os valores de G tiveram grande variabilidade espacial, oscilando de $65,93$ a $118,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, com uma amplitude de $52,67\%$. Segundo Giongo (2011), o G tem grande dependência da radiação incidente e condição de cobertura. Santos et al. (2010), encontrou para área sem cobertura os índices mais elevados de G, com valores superiores a $100 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

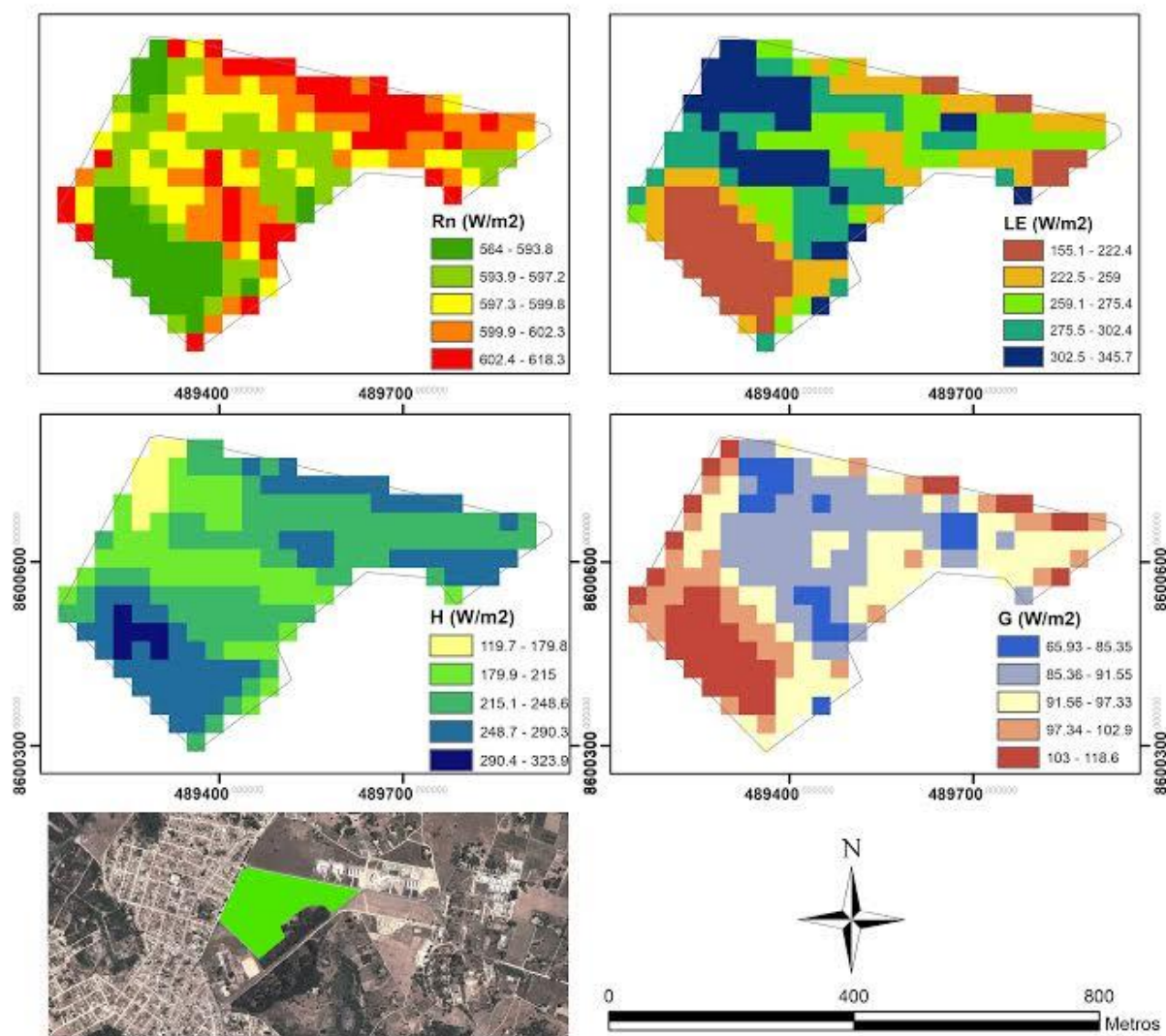


Figura 11. Variabilidade espacial dos fluxos instantâneos Rn, LE, H e G, na área de *Brachiaria decumbens*, para a data 24/04/2017, pelo método METRIC.

Na Figura 12 é apresentada a evapotranspiração diária da *Brachiaria decumbens* determinada pelo método do balanço de energia com base na razão de

Bowen. Observa-se, na Figura 12, que houve falhas nos dados nos meses de setembro, fevereiro e março, devido a problemas que ocorreram nos equipamentos na plataforma de coleta de dados localizada no Ponto II (Figura 3).

Verifica-se que os valores da evapotranspiração diária apresentaram grandes flutuações, em decorrência de sua dependência direta do saldo de radiação à superfície, como também a disponibilidade hídrica. Observa-se que os meses de setembro e outubro de 2016 foram os que apresentaram os maiores valores de evapotranspiração da cultura. A partir de novembro de 2016 até fevereiro de 2017, período seco, houve um decréscimo da evapotranspiração, provavelmente por causa do déficit hídrico. Segundo Meinzer et al. (1999), durante o período seco ocorre declínio do conteúdo de água no solo passível de limitar a evaporação e a disponibilidade de água para as plantas de raízes superficiais.

A média para a evapotranspiração obtida pelo método do balanço de energia obtida foi de $2,80 \text{ mm-dia}^{-1}$. Ao analisarem os dados, observou-se uma flutuação entre os valores de evapotranspiração pelo método do balanço de energia com base na razão de Bowen entre $1,34$ e $4,38 \text{ mm-dia}^{-1}$.

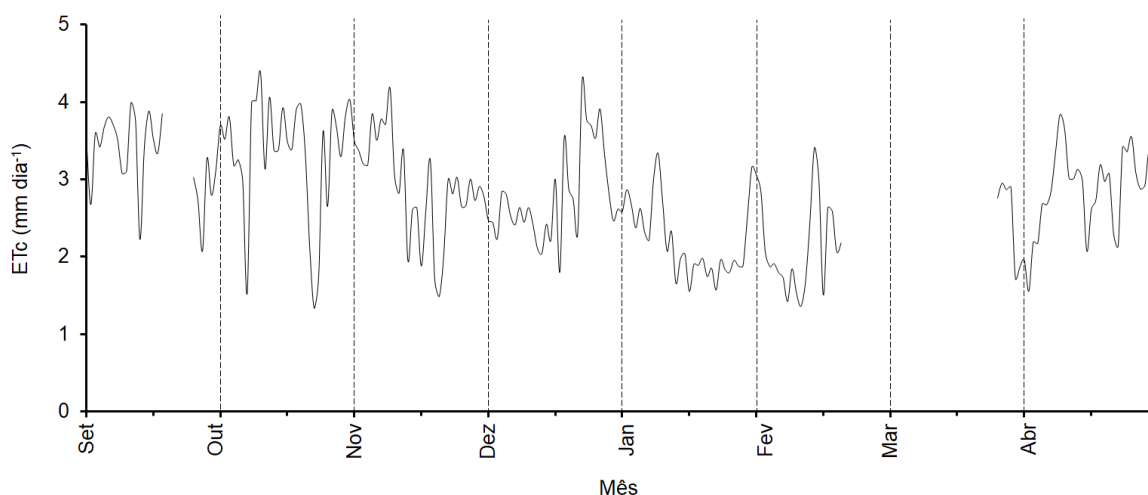


Figura 12. Comportamento diário da evapotranspiração obtida pelo método do balanço de energia com base na razão de Bowen, entre setembro de 2016 e abril 2017, na área de *Brachiaria decumbens*, nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.

Em relação à evapotranspiração, Meireles et al. (2011) obtiveram valores semelhantes com uma evapotranspiração média de $2,6 \text{ mm-dia}^{-1}$, para a *Brachiaria brizantha*, na região do Cerrado, com o método do balanço de energia, utilizando a

correlação dos turbilhões. Valores abaixo do encontrado pela pesquisa foram detectados por Silva et al. (2014), nos quais obtiveram uma média de $1,2 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ para *Brachiaria decumbens* no município de São João, na mesorregião do agreste meridional do estado de Pernambuco.

4.3.4. Balanço de água no solo

A evolução dos componentes do balanço de água no solo em *Brachiaria decumbens* é apresentado na Tabela 7.

Tabela 7. Componentes do balanço de água no solo de setembro de 2016 a abril de 2017, na área de *Brachiaria decumbens*, nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.

SP*	Período	Dia	ΔAz (mm)	PE (mm)	A_c/D_p (mm)	ET _c (mm)
1	02/09/2016 – 15/09/2016	14	-23,67	36,50	6,51	66,68
2	16/09/2016 – 29/09/2016	14	-2,29	37,80	6,91	47,00
3	30/09/2016 – 13/10/2016	14	-24,49	39,90	2,22	66,61
4	14/10/2016 – 27/10/2016	14	-41,35	8,70	4,98	55,03
5	28/10/2016 – 10/11/2016	14	-23,29	21,30	5,03	49,62
6	11/11/2016 – 24/11/2016	14	-31,33	1,30	4,39	37,02
7	25/11/2016 – 08/12/2016	14	-19,89	7,20	4,37	31,46
8	09/12/2016 – 22/12/2016	14	-5,33	31,00	4,34	40,67
9	23/12/2016 – 05/01/2017	14	-24,75	6,30	0,02	31,07
10	06/01/2017 – 19/01/2017	14	-11,62	6,60	1,20	19,42
11	20/01/2017 – 02/02/2017	14	-19,63	12,10	4,56	36,29
12	03/02/2017 – 16/02/2017	14	-21,57	18,40	3,45	43,42
13	17/02/2017 – 02/03/2017	14	-10,70	11,70	4,31	26,71
14	03/03/2017 – 16/03/2017	14	-8,86	6,80	4,63	20,29
15	17/03/2017 – 30/03/2017	14	15,36	51,20	4,85	40,69
16	31/03/2017 – 13/04/2017	14	-3,25	33,50	3,36	40,11
17	14/04/2017 – 30/04/2017	17	40,55	83,10	4,25	46,80
	Total	241	-216,11	413,40	69,38	698,89

SP* - Subperíodo.

A variação do armazenamento de água no solo (ΔA_z) apresentou oscilação entre -41,35 e +40,55 mm, com a maior parte dos subperíodos sendo negativos, isto é, seu consumo pela cultura mais a evaporação da água diretamente da superfície do solo (ETc) foram superiores à quantidade fornecida pela precipitação (PE) e pela ascensão capilar (A_c). O saldo do armazenamento de água no solo (ΔA_z) para todo o período foi de -216,11 mm, ou seja, houve um decréscimo de água na camada 0-80 cm para o período em estudo. Para os valores de A_c (+) ou D_p (-), todos os subperíodos foram positivos, portanto exclusivamente ocorreu ascensão capilar, totalizando no período, 69,38 mm.

Em relação aos valores de evapotranspiração da cultura (ETc), observa-se que os maiores valores de ETc aconteceram nos subperíodos de maiores precipitações, como é possível observar nos subperíodos 1 e 3 (66,68 e 66,61 mm). SILVA et al. (2014), estudando o balanço de água no solo em *Brachiaria decumbens* no município de São João/PE, obtiveram resultados semelhantes que os maiores valores de ETc aconteceram nos subperíodos de maiores eventos de precipitação. O menor valor de ETc foi de 19,42 mm para o subperíodo 10, com uma precipitação de 6,60 mm. Esta diferença dos valores de ETc entre os subperíodos 1 e 10 é explicado pela precipitação que acarreta o abastecimento hídrico nas camadas do solo para ser empregado na evapotranspiração da cultura sem restrições. Em relação a evapotranspiração total obtida pelo método do balanço de água no solo para o período de estudo foi 698,89 mm.

Na Figura 13, é apresentada a variação do armazenamento de água nas camadas 0-20, 20-40, 40-60 e 60-80, como também o armazenamento total durante o período de setembro de 2016 a abril de 2017. Constata-se que os maiores valores de armazenamento foram observados no mês de outubro, coincidindo com o fim do mês chuvoso com um valor médio para o mês de setembro de 111 mm. O mês de fevereiro foi o que apresentou o menor valor de armazenamento total, 58 mm.

Quanto ao armazenamento de água, observa-se que a camada 0-20 foi a que apresentou a maior variabilidade durante o período estudado. Isso provavelmente ocorreu por a camada 0-20 ser a maior captadora do fornecimento de água via precipitação, como também a maior fornecedora, via evaporação direta e transpiração das plantas de *Brachiaria decumbens*. Esse comportamento ocorreu devido à barreira física que é proporcionado nas profundidades adjacentes, como também ao maior teor

de argila nas maiores profundidades, promovendo maior retenção da água por maior tempo (SOUZA et al., 2013).

O processo de secagem do solo (menor armazenamento de água) ocorreu de forma acentuada, a partir do mês de novembro (Nov-16), quando houve uma diminuição das chuvas (20 mm para o mês de novembro) e uma maior evapotranspiração potencial, e a partir do mês de março (Mar - 17) retornou a aumentar o armazenamento de água com início das precipitações mais frequentes.

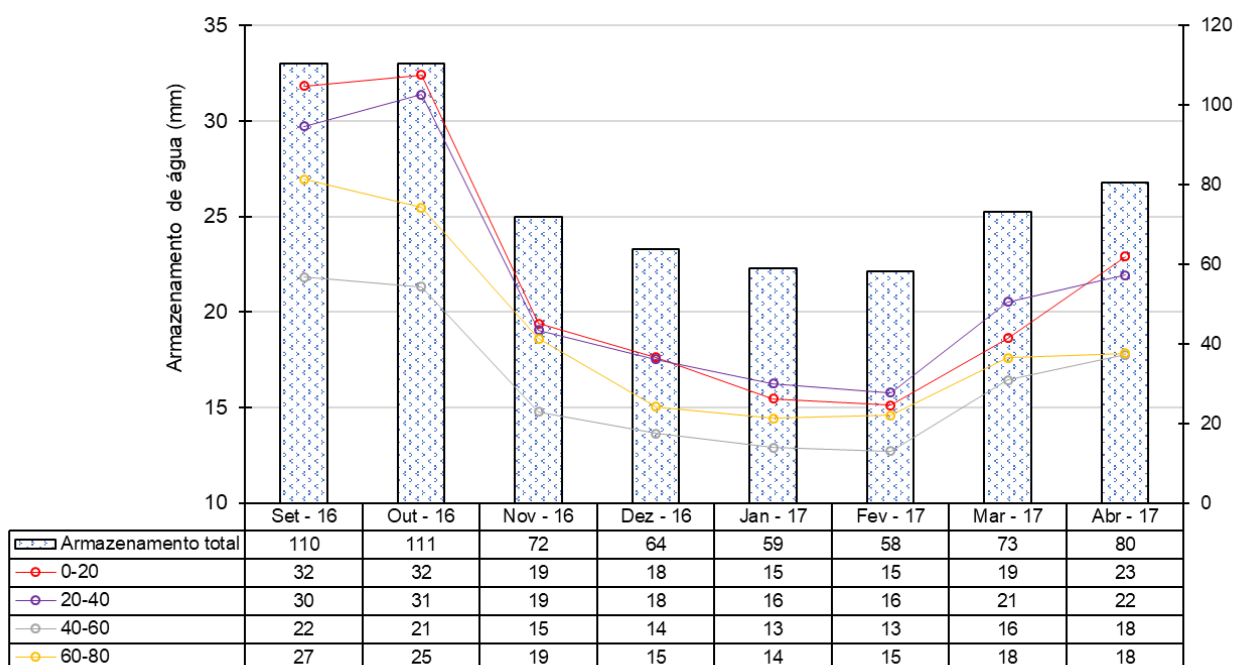


Figura 13. Valores de armazenamento de água nas diferentes profundidades entre setembro (Set - 16) e abril (abri - 17), na área de *Brachiaria decumbens*, nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.

4.3.5. Comparação da evapotranspiração por balanço de energia (Bowen) e balanço de água no solo (sondas TDR)

Na Figura 14, verifica-se os dados de evapotranspiração nos subperíodos apresentados na Tabela 7. Comparando os métodos ET_{CBowen} , ET_{CBH} e a evapotranspiração de referência, ET_o (PM-FAO 56). Para os subperíodos em que ocorreram leituras da ET_{CBowen} e ET_{CBH} , os valores totais obtidos foram 518 mm e 564 mm, respectivamente. Para ET_o (PM-FAO 56) no período que ocorreram leituras dos

dois métodos, obteve-se um total de 832 mm, 60% e 47% maior que os valores obtidos pelos métodos $ET_{C_{Bowen}}$ e $ET_{C_{BH}}$, respectivamente.

Para ET_o (PM-FAO 56), o maior valor observado foi para o subperíodo 7, 77,1 mm, para 14 dias, e uma média diária de 5,5 mm. O menor valor analisado foi no subperíodo 1, observando-se um valor total de 51,4mm, para 14 dias. A ET_o (PM-FAO 56) média para o período em estudo foi de 4,3 mm·dia⁻¹. Segundo Trajković e Živković (2009), as principais variáveis que afetam ET_o é a radiação solar, a temperatura do ar, a umidade e a velocidade do vento.

Fazendo uma relação entre ET_c e ET_o , observa-se que a maior parte dos valores de ET_c foram abaixo de ET_o , exceto para o balanço de água no solo nos subperíodos 1 e 3. A menor relação observada para o método do balanço de energia foi de 0,44 (subperíodo 10 e 11) e, para o balanço de água no solo, foi observado o valor 0,28 para o subperíodo 10. Segundo Fontana et al. (1991), a relação entre ET_c e ET_o pode ser indicativo que a cultura está sofrendo estresse hídrico, uma vez que essa relação expressa o consumo relativo de água.

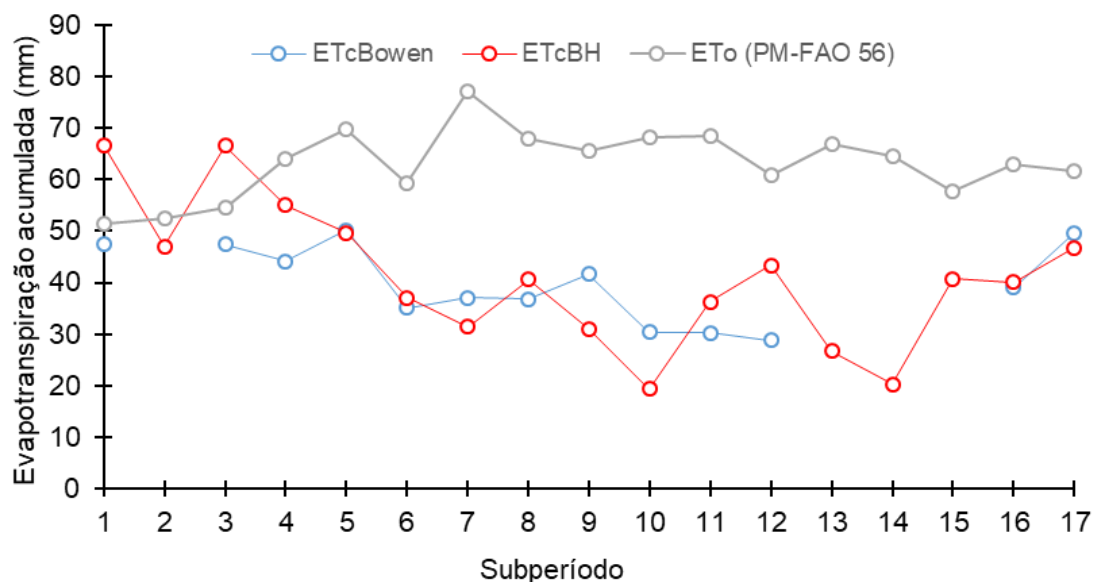


Figura 14. Comportamento médio diário para cada subperíodo para evapotranspiração obtida pelo método do balanço de energia com base na razão de Bowen ($ET_{c_{Bowen}}$) e balanço de água no solo a partir de sondas TDR ($ET_{c_{BH}}$) e evapotranspiração de referência pelo método FAO Penman-Monteith (PM-FAO 56), entre setembro de 2016 e abril de 2017, na área de *Brachiaria decumbens*, nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.

Posteriormente, os dados diários de evapotranspiração obtidos pelo método METRIC ($ET_{CMETRIC}$) foram comparados com os dados do balanço de energia a partir da razão de Bowen (ET_{CBowen}) e balanço de água no solo a partir das sondas TDR (ET_{CBH}). Na Tabela 8, observa-se os valores de ET_c para 24h a partir dos dados obtidos *in situ*, ET_{CBowen} e ET_{CBH} , comparadas com os dados estimados pelo método ET_{CM} . Os dados de ET_{CBH} foram obtidos a partir de uma média da evapotranspiração semanal para a semana da passagem do sensor ETM+ da Landsat 7.

Comparando os dados de $ET_{CMETRIC}$ com ET_{CBowen} , o método $ET_{CMETRIC}$ subestimou em média 20% (erro relativo); $0,74 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ (erro absoluto), e comparando $ET_{CMETRIC}$ com ET_{CBH} , o método $ET_{CMETRIC}$ superestimou em média 22% (erro relativo); $0,47 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ (erro absoluto). Comparando com resultados obtidos por outros autores, conclui-se que os resultados obtidos nesta pesquisa foram satisfatórios. Wang et al. (2005), utilizando algoritmo SEBAL, obtiveram resultados com erros absolutos em torno de $0,5 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$, e com o modelo METRIC de $0,62 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ por Carrasco-Benavides et al. (2012). Segundo Menezes et al. (2011), a extrapolação dos dados da evapotranspiração de instantâneos para diários, supõe-se que a taxa evapotranspirométrica como constante ao longo do dia. Logo, pode acarretar erros nas estimativas.

Tabela 8. Comparação da evapotranspiração da cultura diária ($\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$) obtidas pelo balanço de energia a partir da razão de Bowen (subscrito “Bowen”), balanço de água a partir do monitoramento de sondas TDR (subscrito “BH”) e estimado pelo método METRIC (subscrito “METRIC”) a partir do Landsat 7-ETM+, na área de *Brachiaria decumbens*, nos tabuleiros costeiros de Cruz das Almas.

Data	$ET_{CMETRIC}$	ET_{CBowen}	ET_{CBH}
12/09/2016	3,16	3,99	3,35
23/03/2017	1,73	-	1,08
24/04/2017	2,90	3,55	1,95

Para representar a variabilidade espacial da ET_c , para o método METRIC, foi gerado um mapa para a área de *Brachiaria decumbens* (Figura 15). Os valores variaram de $1,61$ a $3,58 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$, com os maiores valores observados na parte noroeste do mapa, e os menores foram observados na parte sul do mapa.

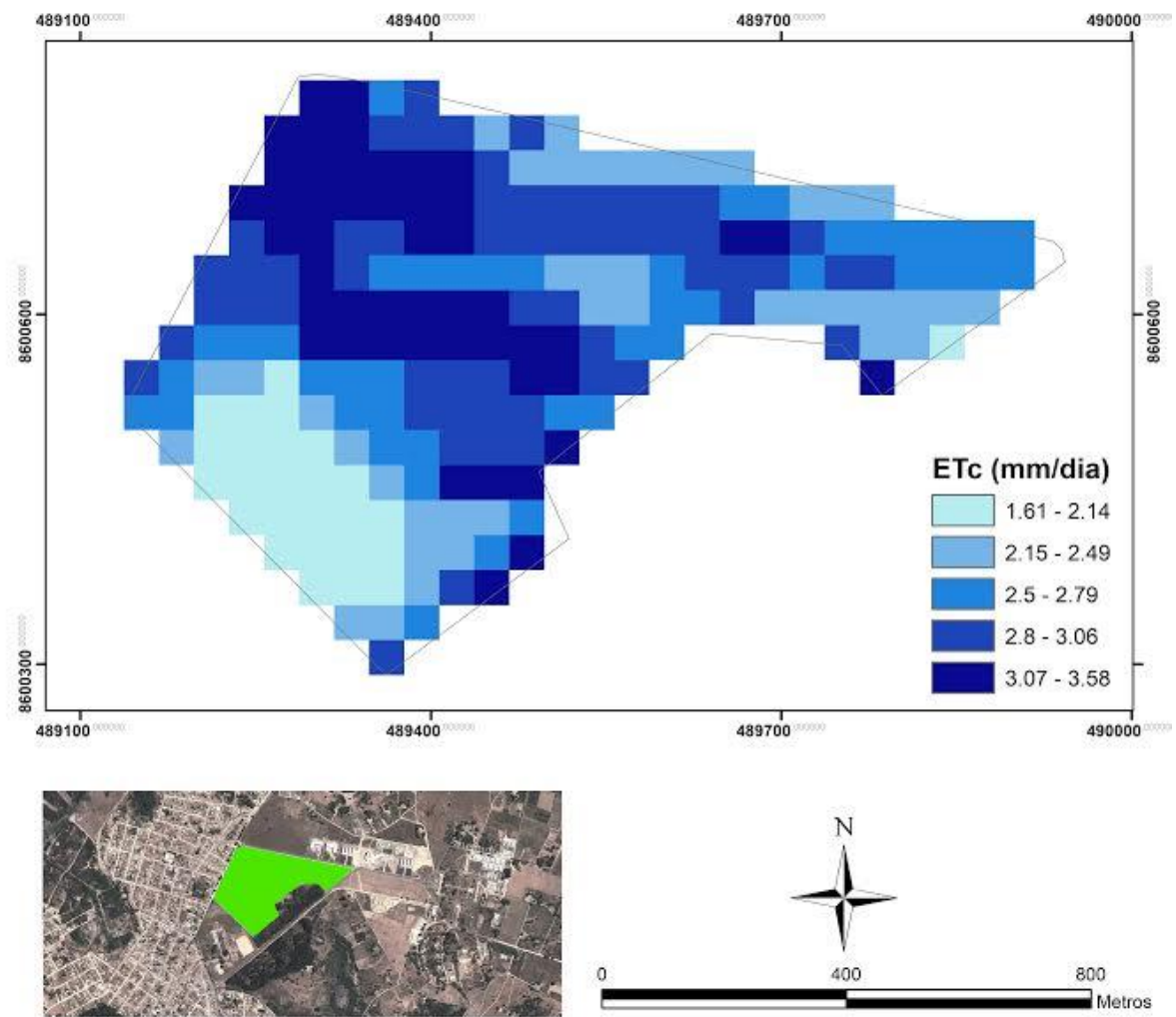


Figura 15. Variabilidade espacial da ETC via METRIC, na área de Brachiaria decumbens, para a data 24/04/2017.

4.4. CONCLUSÕES

A partição dos componentes do balanço de energia variou de acordo com a época do ano. O calor sensível foi maior que o calor latente nos meses de janeiro e fevereiro pela ocorrência de seca prolongada.

Em relação ao balanço de água no solo, a evapotranspiração total obtida para o período de estudo pelo balanço de água no solo foi de 698,89 mm, em 241 dias, com uma diminuição total de armazenamento de água de 216,11 mm na camada 0-80 cm e uma ascensão capilar de 69,38 mm.

Comparando os dois métodos nos subperíodos em que houve leituras do balanço de energia e do balanço de água no solo os valores totais obtidos foram 518 mm (balanço de energia) e 564 mm (balanço de água no solo).

Os resultados do METRIC vêm reforçar a confiança do modelo para estimar com precisão os fluxos instantâneos do balanço de energia, como também, a evapotranspiração diária da *Brachiaria decumbens* nas condições de Cruz das Almas.

4.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; Bastiaanssen, W. G. M.; Kramber, W.; Lorite, I.; Robison, C. W. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, p.395-406, 2007a.

ALLEN, R. G. **Manual REF-ET version Windows 4.1**. Disponível em: www.kimberly.idaho.edu, 2015.

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Koppen's climate classification map for Brazil, **Meteorologische Zeitschrift**, Vol. 22, No. 6, 711–728, 2013.

AZEVEDO, P. V.; SILVA, B. B.; SILVA, V. P. R. Water requirements of irrigated mango orchards in northeast Brazil. **Agricultural Water Management**, v. 58, p. 241-254, 2003.

BALBONTÍN-NESVARA, C.; BELMONTE, A. C.; PIQUERAS, J. G.; RODRIGUEZ, I. C.; GONZALEZ, M. L.; PRIETO, E. T. Comparación de los sistemas covarianza y relación de Bowen en la evapotranspiración de un viñedo bajo clima semi-árido. **Agrociencia**, v. 45, p. 87-103. 2011.

BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL-Based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v. 229(1–2), p. 87–100, 2000.

BASTIAANSEN, W. G M; MENENTI, M; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. M. M. A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): 2. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, p. 1–4, 1998.

BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEM, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environmental**, v.79, p. 329-343, 2002

BOWEN, I. S. The ration of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Physical Review**, v. 27, p. 779-787. 1926.

CARRASCO-BENAVIDES, M., ORTEGA-FARÍAS, S., LAGOS, L. O., KLEISSL, J., MORALES, L., POBLETE-ECHEVERRÍA, C., ALLEN, R. G. Crop coefficients and actual evapotranspiration of a drip-irrigated Merlot vineyard using multispectral satellite images. **Irrigation Science**, v. 30, n. 6, 485-497, 2012.

DEB, S. K.; SHUKLA, M. K.; MEXAL, J. G. Simulating deep percolation in flood-irrigated mature orchards with RZWQM2. **Transactions of the ASABE**, v. 55, n. 6, p. 2089-2100, 2012.

FONTANA, D. C.; BERLATO, M. A.; BERGAMASCHI, H. Balanço de energia em soja irrigada e não irrigada. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.3, n.26, p.403-410, 1991.

GIONGO, P. R. Mapeamento do balanço de energia e evapotranspiração diária por meio e técnicas de sensoriamento remoto. 2011. 122 f. Doutorado (Doutorado em Irrigação e Drenagem) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, 2011.

GOMES, L. C. F.; SANTOS, C. A. C.; ALMEIDA, H. A. Balanço de Energia à Superfície para a Cidade de Patos-PB Usando Técnicas de Sensoriamento Remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, n. 1 (2013), p. 15-28, 2013.

GONÇALVES, R. R. V. Relação entre a resposta espectral da cana-de-açúcar, registrada nas imagens dos satélites AVHRR/NOAA, em São Paulo, e dados agroclimáticos, no período de 2001 a 2008. 2008. 185p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Faculdade de Engenharia Agrícola, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2008.

GONZÁLEZ-DUGO, M. P.; GONZÁLEZ-PIQUERAS, J.; CAMPOS, I.; ANDRÉU, A.; BALBOTIN, A; CALERA, A. Evapotranspiration Monitoring in a Vineyard Using

Satellite-Based Thermal Remote Sensing. *SPIE Remote Sensing. International Society for Optics and Photonics* (March): 8, 2012.

GONZÁLEZ-PIQUERAS, J.; VILLODRE, J.; CAMPOS, I; CALERA, A.; C, BALBONTÍN. Seguimiento de Los Flujos de Calor Sensible Y Calor Latente En Vid Mediante La Aplicación Del Balance de Energía METRIC. **Revista de Teledetección**, v. 43, p. 43–54, 2015.

HEILMAN, J. L.; BRITTIN, C. L.; NEALE, C. M. U. Fetch requirements for Bowen ratio measurements of latent and sensible heat fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 44, p. 261-273, 1989.

JANIK, G.; WOLSKI, K.; DANIEL, A.; ALBERT, M.; SKIERUCHA, W.; WILCKEZ, A.; SZYSZKOWSKI, P.; WALCZAK, A. **The Scientific World Journal**, v. 2015, p. 1-11, 2015.

KLUITENBERG, G.J. Heat capacity and specific heat. p. 1201–1226. In J.H. Dane and G.C. Topp (ed.) *Methods of soil analysis. Part 4. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI, 2002.*

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 488-498, 1980.

LUCAS, A. A.; SCHULER, C. A. B. Análise do NDVI/NOAA em cana-de-açúcar e Mata Atlântica no litoral norte de Pernambuco, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v.11, n.6, p. 607-614, 2007.

MEINZER, F. C.; GOLDSTEIN, G.; FRANCO, A. C.; BUSTAMANTE, M., IGLER, E.; JACKSON, P.; CALDAS, L.; RUNDEL, P. W. Atmospheric and hydraulic limitations on transpiration in Brazilian Cerrado woody species. **Functional Ecology**, v.13, p.273-282, 1999.

MEIRELLES, M. L.; FRANCO, A. C.; FARIAS, S. E. M.; BRACHO, R. Evapotranspiration and plant-atmospheric coupling in a *Brachiaria brizantha* pasture in the Brazilian savannah region. **Grass and Forage Science**, v. 66, p. 206-213, 2011.

MENEZES, S.J.M. da C.; SEDIYAMA, G.C.; SOARES, V.P.; GLERIANI, J.M.; ANDRADE, R.G. Estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração em plantios de eucalipto utilizando o algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 – TM. **Revista Árvore**, v.35, n.3, p.649-657, 2011.

MONTEITH, J.; UNSWORTH, M. Principles of Environmental Physics. Academic Press. Burlington, USA. p. 435, 2007.

OCHOA, C. G.; FERNALD, A. G.; GULDAN, S. J.; SHUKLA, M. K. Deep percolation and its effects on shallow groundwater level rise following flood irrigation. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n.1, p. 73-81, 2007.

OKE, T. R. **Boundary layer climates**. 2. ed. London: Routledge, 1987, 435 p.

PAÇO, T. A.; PÔÇAS, I.; CUNHA, M.; SILVESTRE, J. C.; SANTOS, F. L.; PAREDES, P.; PEREIRA, L. S. Evapotranspiration and crop coefficients for a super intensive olive orchard. An application of SIMDualKc and METRIC models using ground and satellite observations. **Journal of Hydrology**, v. 519, p. 2067-2080, 2014.

PAYERO, J. O. C.; NEALE, M. U.; WRIGHT, J. L. Estimating soil heat flux for alfalfa and clipped tall fescue grass. **Applied Engineering in Agriculture**. v. 21, p. 401-409, 2005.

PAYERO, J. O. C.; NEALE, M. U.; WRIGHT, J. L.; ALLEN, R. G. Guidelines for validating Bowen ratio data. **American Society of Agricultural Engineers**, v. 46, n. 4, p. 1051-1060, 2003.

ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L.; VERMA, S. B. Microclimate: The Biological Environment. Wiley, New York. p. 495, 1983.

SANTOS, T. V.; FONTANA, D. C.; ALVES, R. C. M. Avaliação de fluxos de calor e evapotranspiração pelo modelo SEBAL com uso de dados do sensor ASTER. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 45, n. 5, p. 488-496, 2010.

SANTOS, S. A.; CORREIA, M. F.; ARAGÃO, M. R. S.; SILVA, P. K. O. Aspectos da variabilidade sazonal da radiação, fluxos de energia e CO₂ em área de caatinga. ***Revista Brasileira de Geografia Física***, v.4, p.761-773, 2012

SHARMA. H.; SHUKLA, M. K.; BOSLAND, P. W.; STEINER, R. Soil moisture sensor calibration, actual evapotranspiration, and crop coefficients for drip irrigated greenhouse chile peppers. ***Agricultural Water Management***, v. 179, p. 81-91, 2017.

SILVA, R. A. B.; LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; GONDIM, P. S. S.; SOUZA, E. S.; BARROS JÚNIOR, G. Balanço hídrico em Neossolo Regolítico cultivado com braquiária (*Brachiaria decumbens* Stapf). ***Revista Brasileira de Ciência do Solo***, v.38, p.147-157, 2014.

SILVA, V. P. R.; GARCEZ, A.; SILVA, B. B.; ALBUQUERQUE, M. F.; ALMEIDA, R. S. R. Métodos de estimativa da evapotranspiração da cultura da cana-de-açúcar em condições de sequeiro. ***Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental***, v.19, n. 5, p. 411-417, 2015.

SOUZA, C.; ANDRADE, A. P.; LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; SOUZA, E. S.; SILVA, I. F. Balanço hídrico da cultura da mamona sob condições de sequeiro. ***Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental***. v. 17, n. 1, p. 3-10, 2013.

SOUZA, C. B.; SILVA, B. B.; AZEVEDO, P. V.; SILVA, V. P. R. Fluxos de energia e desenvolvimento da cultura do abacaxizeiro. ***Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental***, v.12, p. 400-407, 2008.

SOUZA, L. S. B.; MOURA, M. S. B.; SEIYAMA, G. C.; SILVA, T. G. F. Balanço de energia e controle biofísico da evapotranspiração na Caatinga em condições de seca intensa. ***Pesquisa Agropecuária Brasileira***, v. 50, n. 8, p. 627-636, 2015.

SOUZA, R. M. S.; SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D.; LIMA, J. R. S. Balanço hídrico em área de pastagem no semiárido pernambucano. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 19, n. 5, p. 449-455, 2015.

STANNARD, D. I. A. theoretically based determination of Bowen-ratio fetch requirements. **Boundary-Layer Meteorology**. v. 83, p. 375-406, 1997.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R. At-surface reflectance and Albedo from satellite for operational calculation of land surface energy balance. **Journal of Hydrologic Engineering**, v.13, p.51-63, 2008.

TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSEN, W. G. M.; AHMAD, M. D.; MOURA, M. S. B.; BOS, M. G. Analysis of energy fluxes and vegetation-atmosphere parameters in irrigated and natural ecosystems of semi-arid Brazil. **Journal of Hydrology**, v.362, p.110-127, 2008.

TRAJKOVIĆ, S; ŽIVKOVIĆ, S. Effect of actual vapour pressure on estimating evapotranspiration at Serbia. **Architecture and Civil Engineering**, v.7 (2), p. 171 – 178, 2009.

ZHANG, B.; KANG, S.; LI, F.; ZHANG, L. Comparison of three evapotranspiration models to Bowen ratio-energy balance method for a vineyard in an arid desert region of northwest China. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 1629-1640, 2008.

ZHANG, B. Z., S. Z. KANG, L. ZHANG, T. S. DU, S. E. LI, AND X. Y. YANG. Estimation of seasonal crop water consumption in a vineyard using Bowen ratio-energy balance method. **Hydrological Processes**, v. 21, p. 3635-3641, 2007.

WANG, J., KIMURA, R.; BASTIAANSEN, W. Monitoring ET with Remote Sensing and the Management of Water Resources on a Basin Scale, 11th CEReS International Symposium on Remote Sensing, Chiba, Japan. 2005.

4.6. APÊNDICE

4.6.1. Dados meteorológicos do INMET Cruz das Almas

Tabela de dados diários da estação meteorológica do INMET Cruz das Almas – A406.

Data	Temperatura (°C)	Umidade (%)	Vento (m/s)	Radiação global (MJ/m ² /dia)
02/09/2016	22,60	80,35	2,97	19,68
03/09/2016	21,37	87,31	2,70	21,88
04/09/2016	21,45	85,44	3,01	18,77
05/09/2016	21,54	84,27	2,80	17,52
06/09/2016	22,22	79,52	2,23	20,50
07/09/2016	22,15	79,40	2,33	21,09
08/09/2016	22,30	75,46	2,30	23,48
09/09/2016	22,17	78,67	2,46	20,29
10/09/2016	21,67	80,60	3,03	18,36
11/09/2016	22,14	80,77	2,93	20,49
12/09/2016	22,15	80,46	2,68	21,70
13/09/2016	22,62	74,88	2,38	23,80
14/09/2016	21,72	87,35	2,34	10,78
15/09/2016	23,35	77,67	2,18	23,18
16/09/2016	23,76	79,90	2,37	20,77
17/09/2016	23,87	81,58	3,15	20,17
18/09/2016	22,97	77,31	2,32	19,88
19/09/2016	22,56	72,60	2,05	24,10
20/09/2016	23,38	74,65	2,24	24,72
21/09/2016	25,20	74,60	2,64	22,49
22/09/2016	23,21	84,31	3,05	13,69
23/09/2016	21,05	91,67	3,19	18,40
24/09/2016	22,03	88,75	2,06	19,93
25/09/2016	24,08	80,79	2,05	20,44
26/09/2016	24,35	78,63	2,38	22,83
27/09/2016	23,88	81,44	2,14	21,27
28/09/2016	22,44	89,63	2,55	9,38
29/09/2016	22,71	87,96	2,08	15,55
30/09/2016	23,72	82,90	2,22	15,80
01/10/2016	24,78	82,77	2,72	17,35
02/10/2016	24,21	79,77	2,92	21,40
03/10/2016	23,60	83,10	2,65	17,34
04/10/2016	24,46	76,56	2,43	21,44

05/10/2016	24,19	79,10	1,70	17,50
06/10/2016	24,97	77,96	1,86	22,37
07/10/2016	25,51	82,77	1,60	17,77
08/10/2016	24,48	87,02	2,23	9,85
09/10/2016	25,19	77,67	2,34	21,17
10/10/2016	24,25	80,15	2,67	23,69
11/10/2016	24,42	76,23	3,75	24,40
12/10/2016	22,63	88,40	2,50	20,34
13/10/2016	24,06	81,56	2,50	21,18
14/10/2016	23,98	78,94	2,77	24,51
15/10/2016	23,82	78,06	2,29	25,39
16/10/2016	22,73	86,85	2,35	16,37
17/10/2016	23,10	85,73	2,34	18,16
18/10/2016	24,06	79,10	2,37	22,03
19/10/2016	24,19	77,58	2,60	23,07
20/10/2016	24,35	74,08	2,67	24,82
21/10/2016	24,85	75,90	2,35	23,44
22/10/2016	25,02	76,56	2,88	23,36
23/10/2016	24,82	74,90	3,07	26,04
24/10/2016	24,20	76,15	2,48	26,26
25/10/2016	24,37	77,25	2,60	22,26
26/10/2016	24,60	75,04	2,80	23,51
27/10/2016	24,46	72,44	2,74	25,63
28/10/2016	25,24	72,90	2,64	23,11
29/10/2016	25,29	74,06	3,53	23,39
30/10/2016	24,83	75,63	3,91	23,40
31/10/2016	24,56	75,40	3,20	28,21
01/11/2016	24,78	75,75	3,05	23,18
02/11/2016	24,81	74,04	3,05	24,54
03/11/2016	24,61	73,54	2,80	22,22
04/11/2016	24,58	77,63	3,05	23,68
05/11/2016	24,23	79,08	3,19	27,21
06/11/2016	23,20	82,40	2,62	20,50
07/11/2016	23,91	79,17	2,57	30,33
08/11/2016	24,34	77,52	2,33	26,26
09/11/2016	25,25	74,35	3,04	24,89
10/11/2016	25,41	74,69	2,59	27,98
11/11/2016	25,43	77,56	2,71	15,96
12/11/2016	25,52	78,46	3,19	21,14
13/11/2016	24,88	80,92	2,48	20,87
14/11/2016	25,58	74,56	2,72	20,36

15/11/2016	26,11	72,60	3,21	16,03
16/11/2016	26,45	74,15	2,30	18,41
17/11/2016	26,68	73,10	2,84	19,40
18/11/2016	27,00	68,94	2,71	26,95
19/11/2016	25,32	78,88	2,73	11,94
20/11/2016	21,88	87,46	4,46	13,28
21/11/2016	22,26	90,10	2,69	11,51
22/11/2016	25,02	74,48	2,15	26,62
23/11/2016	24,99	74,10	2,35	23,60
24/11/2016	26,05	72,60	2,74	26,87
25/11/2016	25,55	73,02	2,90	25,63
26/11/2016	25,28	71,81	2,45	25,61
27/11/2016	25,24	68,56	2,13	34,29
28/11/2016	25,15	70,88	2,36	31,97
29/11/2016	25,79	71,08	2,56	30,42
30/11/2016	26,00	69,81	2,64	30,49
01/12/2016	25,96	72,63	2,88	31,46
02/12/2016	24,58	85,40	2,87	17,20
03/12/2016	25,57	79,38	2,43	18,04
04/12/2016	26,64	70,83	2,75	22,61
05/12/2016	27,53	67,98	3,10	27,12
06/12/2016	27,16	68,27	2,35	24,59
07/12/2016	27,36	67,81	3,10	21,80
08/12/2016	27,31	66,60	3,37	24,16
09/12/2016	26,45	68,85	2,95	24,82
10/12/2016	26,31	69,15	2,64	27,39
11/12/2016	26,84	67,21	2,73	24,67
12/12/2016	27,36	67,19	2,87	20,81
13/12/2016	27,10	65,88	3,13	20,50
14/12/2016	26,19	68,10	3,08	23,98
15/12/2016	26,68	70,17	3,45	21,84
16/12/2016	26,10	67,94	4,33	25,05
17/12/2016	23,29	84,02	2,78	13,85
18/12/2016	24,87	76,77	2,70	27,04
19/12/2016	24,58	80,21	2,87	19,53
20/12/2016	24,01	84,13	2,97	23,71
21/12/2016	24,35	84,38	2,45	13,37
22/12/2016	25,14	79,29	3,10	24,00
23/12/2016	24,50	79,90	3,43	22,62
24/12/2016	24,59	79,79	2,49	21,07
25/12/2016	24,85	78,06	2,25	22,60

26/12/2016	25,69	75,21	2,54	23,70
27/12/2016	26,00	75,40	3,34	22,44
28/12/2016	25,36	76,92	2,91	18,95
29/12/2016	24,90	80,13	2,40	14,88
30/12/2016	25,02	77,02	2,73	23,67
31/12/2016	25,25	73,54	2,99	24,07
01/01/2017	25,18	77,13	2,72	20,22
02/01/2017	25,74	72,71	2,38	24,10
03/01/2017	25,96	72,10	2,80	22,39
04/01/2017	26,38	70,27	3,40	23,23
05/01/2017	26,09	71,48	2,91	24,06
06/01/2017	25,58	70,17	2,91	25,33
07/01/2017	24,96	72,48	2,93	22,65
08/01/2017	24,85	72,73	2,52	22,80
09/01/2017	25,46	70,08	2,60	24,24
10/01/2017	26,61	70,60	3,08	23,31
11/01/2017	27,16	69,73	3,07	23,07
12/01/2017	26,37	74,10	3,03	17,50
13/01/2017	26,44	71,63	3,33	21,05
14/01/2017	26,28	68,83	2,50	22,55
15/01/2017	25,73	71,29	2,28	15,97
16/01/2017	25,95	67,50	2,79	24,68
17/01/2017	24,98	73,52	3,25	21,69
18/01/2017	25,51	73,23	2,85	20,89
19/01/2017	25,62	72,04	2,85	20,33
20/01/2017	25,58	69,23	3,06	21,35
21/01/2017	25,42	73,00	2,90	17,90
22/01/2017	26,39	69,48	3,07	26,29
23/01/2017	26,69	68,81	3,08	23,29
24/01/2017	26,64	68,25	3,14	19,95
25/01/2017	26,41	67,65	2,86	23,79
26/01/2017	26,06	68,19	2,93	24,30
27/01/2017	26,18	69,85	3,21	23,85
28/01/2017	25,18	76,21	3,09	18,32
29/01/2017	25,27	75,35	2,54	19,52
30/01/2017	25,24	73,96	2,89	21,22
31/01/2017	25,71	70,06	2,89	24,18
01/02/2017	26,38	69,23	2,58	19,39
02/02/2017	26,45	70,00	2,85	18,90
03/02/2017	26,81	68,00	2,91	22,59
04/02/2017	26,75	69,10	3,22	19,34

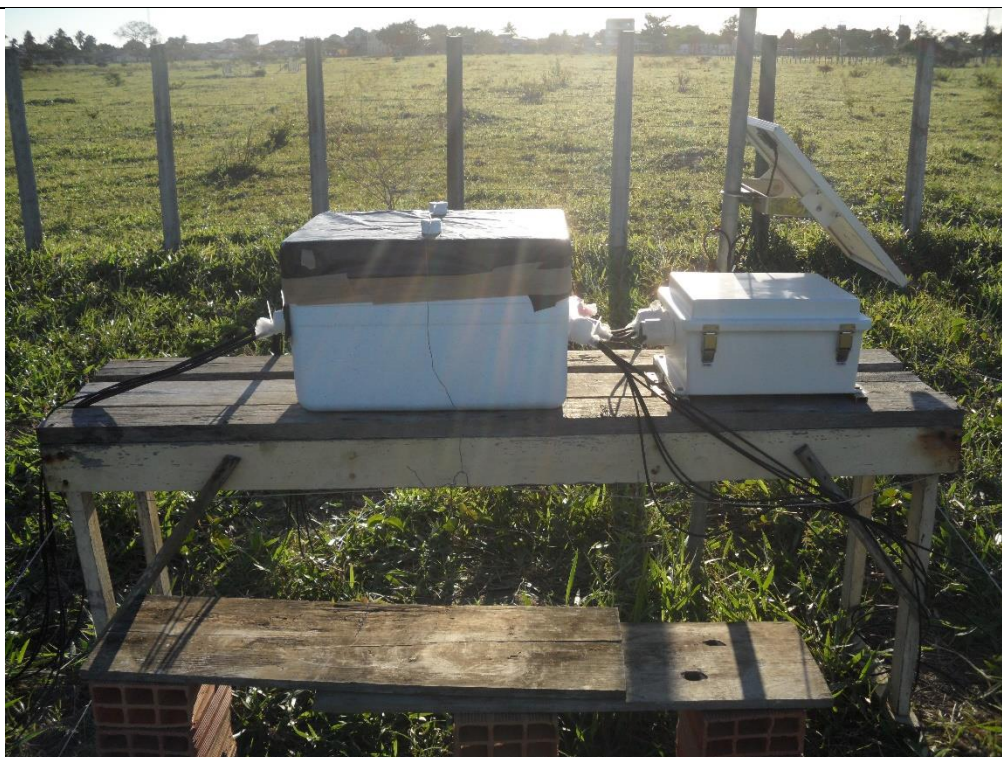
05/02/2017	26,44	68,35	2,84	19,97
06/02/2017	26,67	69,79	2,58	16,20
07/02/2017	26,45	70,85	2,52	14,95
08/02/2017	26,60	70,40	2,22	15,31
09/02/2017	25,54	73,67	2,63	12,93
10/02/2017	25,85	70,40	2,56	19,98
11/02/2017	24,76	75,54	2,71	16,63
12/02/2017	25,40	74,10	3,04	24,95
13/02/2017	25,33	73,35	3,06	25,34
14/02/2017	25,13	75,19	2,68	14,84
15/02/2017	24,98	79,56	2,62	15,74
16/02/2017	25,53	75,27	3,22	22,28
17/02/2017	25,80	74,96	3,06	19,16
18/02/2017	26,00	69,85	2,84	25,84
19/02/2017	26,16	68,65	2,93	25,34
20/02/2017	25,60	76,63	3,20	21,25
21/02/2017	23,92	86,23	2,22	20,83
22/02/2017	25,32	77,21	3,03	24,48
23/02/2017	25,49	76,02	2,60	21,25
24/02/2017	26,01	76,17	2,51	23,20
25/02/2017	26,37	72,15	2,51	25,82
26/02/2017	26,04	71,58	2,55	21,58
27/02/2017	26,07	79,85	3,02	22,78
28/02/2017	27,21	73,85	3,36	18,96
01/03/2017	26,98	70,58	2,69	20,82
02/03/2017	25,96	71,98	2,71	20,24
03/03/2017	25,36	72,48	2,70	23,11
04/03/2017	25,87	70,15	2,65	23,93
05/03/2017	26,39	68,90	2,54	24,95
06/03/2017	26,68	67,58	2,69	21,74
07/03/2017	26,14	71,19	2,54	16,78
08/03/2017	25,81	71,27	2,75	16,26
09/03/2017	25,73	67,44	2,98	21,71
10/03/2017	24,85	77,17	2,92	19,11
11/03/2017	25,50	73,96	2,81	21,36
12/03/2017	24,98	79,00	2,76	15,65
13/03/2017	26,04	71,52	2,69	21,23
14/03/2017	26,09	72,13	2,94	21,84
15/03/2017	25,74	72,67	3,72	21,38
16/03/2017	26,03	73,92	3,52	21,71
17/03/2017	24,76	86,96	2,45	21,38

18/03/2017	25,07	86,27	1,71	12,65
19/03/2017	26,11	77,10	2,12	18,69
20/03/2017	26,35	74,17	2,25	23,08
21/03/2017	26,34	73,85	2,20	20,04
22/03/2017	24,72	82,71	3,55	12,78
23/03/2017	25,45	76,27	3,87	19,63
24/03/2017	25,04	77,29	2,65	18,92
25/03/2017	26,19	74,73	2,56	20,86
26/03/2017	27,19	71,96	2,72	19,57
27/03/2017	27,28	69,46	2,92	22,87
28/03/2017	26,81	71,58	2,35	20,90
29/03/2017	25,66	78,38	2,81	19,05
30/03/2017	24,58	83,58	2,73	16,85
31/03/2017	26,16	79,71	2,49	19,99
01/04/2017	25,41	82,38	2,23	17,72
02/04/2017	24,41	85,63	2,37	18,51
03/04/2017	23,27	88,65	1,78	14,00
04/04/2017	24,16	85,73	2,67	26,29
05/04/2017	24,84	84,21	2,67	16,52
06/04/2017	24,65	81,54	2,30	16,87
07/04/2017	25,07	78,19	2,36	20,36
08/04/2017	25,17	80,88	2,67	28,11
09/04/2017	25,08	80,48	2,75	31,32
10/04/2017	25,15	81,19	2,60	29,16
11/04/2017	25,51	79,58	2,73	29,30
12/04/2017	25,80	76,27	1,95	27,86
13/04/2017	25,80	76,06	2,31	29,76
14/04/2017	24,95	84,48	3,06	19,14
15/04/2017	24,38	83,56	2,96	19,01
16/04/2017	24,36	84,75	2,31	20,60
17/04/2017	25,39	79,88	1,63	23,52
18/04/2017	25,17	79,08	2,15	22,46
19/04/2017	24,36	82,69	2,90	19,42
20/04/2017	22,70	88,17	3,70	11,62
21/04/2017	23,22	84,31	3,05	11,55
22/04/2017	25,44	81,29	1,66	21,90
23/04/2017	26,41	80,50	1,88	19,39
24/04/2017	25,78	79,38	2,50	20,78
25/04/2017	25,06	82,56	2,67	18,18
26/04/2017	24,24	88,73	2,17	15,50
27/04/2017	24,96	84,83	2,15	16,46

28/04/2017	24,95	82,98	2,16	19,36
29/04/2017	24,44	81,79	3,12	17,51
30/04/2017	24,23	77,67	3,07	20,61

4.6.2. *Imagens da área experimental*

Ponto I (Sondas TDR e dados meteorológicos)





Ponto II (Sistema de razão de Bowen)



